CTA GEOLOGICA POLONICA

L. IX WARSZAWA 1959 No. 1

AM TOKARSKI

Penetracja wiertnicza cechsztynu wyżu Czaplinka

ESZCZENIE: Wiercenie Świdwin 2 usytuowane na wyżu grawimetrycznym plinka na wale kujawsko-pomorskim przeszło od głębokości 2000,6 m do koń- ej głębokości 3252,1 m salinarną serię cechsztyńską o pełnym typie „kujaw- n", przebijając ponadto dolomit główny i nadcinając w dole sól najstarszą. Oba tnie kompleksy dotychczas nie zostały napotkane na Kujawach. Uzyskany il centralnej partii polskiej części środkowo-europejskiego basenu cechsztyń- go, z obszaru o bardzo prostej budowie tektonicznej, a nie — jak dotychczas — arunkach zawiłej tektoniki wysadów solnych, ma swoje znaczenie dla ustalenia stratygrafii cechsztyńskiej serii salinarnej w Polsce.

WSTĘP

W dniu 8.I.1957 r. ukończone zostało na głębokości 3252,1 m wier- ie Przemysłu Naftowego Świdwin 2 (fig. 1 — wys. n.p.m. 135 m), tuowane na grawimetrycznej kulminacji Czaplinka w pomorskiej czę- wału kujawsko-pomorskiego (Brockamp 1941, Cloos & Zwerger 1940, lez 1957, Olczak 1953, fig. 2).

Ten polski rekord głębokościowy był sukcesem technicznym załogi wadzonej przez kierownika W. Wojnarowicza.

Dla geologów, kolegów moich i dla mnie stopniowe poznawanie pro- tego wiercenia było źródłem szeregu przeżyć odkrywczych. Równo- nie było ono dla nas szkołą metodyki polegającej na tym, aby wy- zać wierceniu bieżąco kolejne zadania, a równocześnie tak kierować wykonaniem, aby przy minimum zużycia techniki zdobywać maksi- n wgłębnej orientacji geologicznej. Zasadniczą pomocą w naszej pracy wskazówki pioniera polskiej geologii solnej prof. J. Poborskiego. ede wszystkim były to te objaśnienia, których nie szczędził mi

w roku 1954 w czasie niezapomnianych wspólnych wędrówek po wyr biskach jedenastu turyngskich kopalni soli. Składam mu za to serdecz podziękowanie.

Wiercenie Świdwin 2 było wykonane w ramach pozakarpackiej ak poszukiwawczej polskiego przemysłu naftowego. Akcja ta obecnie p sunęła się już znacznie naprzód w zakresie zagadnień poszukiwawczyc związanych z cechsztynem w stosunku do tego, co było wiadome w m

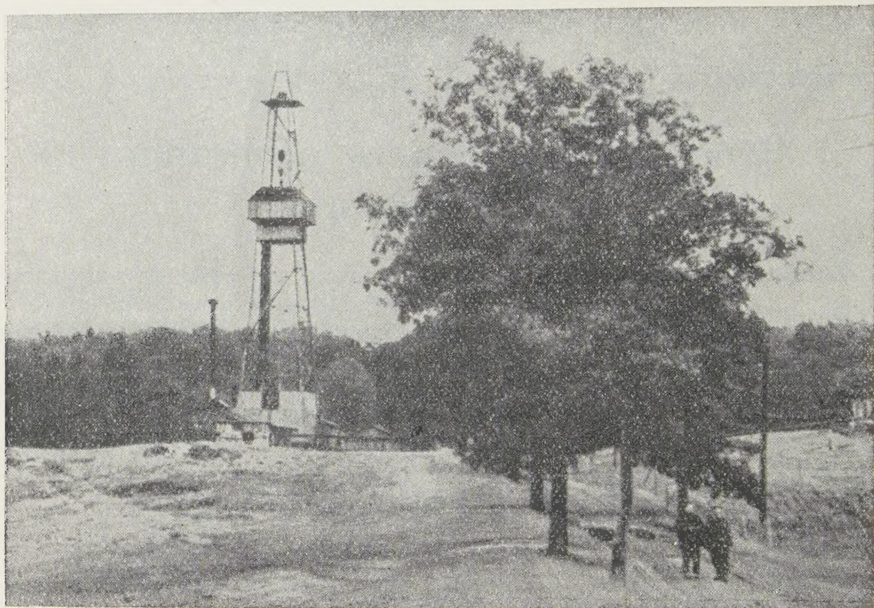


Fig. 1

Wiercenie poszukiwawcze Świdwin 2 Widok z pd.-zachodu

Fot. J. Pobor

Prospecting boring Świdwin 2 SW view

mencie ukończenia omawianego wiercenia. Wyznaczono mianowic obecnie, w oparciu o wiercenia, ogólne położenie granic facjalnych p między centralnym, „pełnym" salinarnym typem cechsztynu Świdwi i kujawskich słupów solnych z jednej strony, a jego brzeżnymi odmi nami na południowym wschodzie — w strefie przysudeckiej, i na wsch dzie — u brzegu platformy wschodnio-europejskiej (Tokarski 1958, 195 Prześledzono charakter zmian facjalnych przebiegających od strefy ce tralnej w obu kierunkach i zwrócono uwagę na uderzającą analog między obu brzeżnymi strefami. W obu tych strefach powtarza się n tylko ten sam kompleks anhydrytowy pomiędzy dolomitem cykloten Werra w dole i czerwonym iłem cyklotemu Aller w górze, ale natrafio



Fig. 2

Szkic sytuacyjny wiercenia Świdwin 2 w centralnej strefie paleogeograficznej polskiego cechsztynu

1 wiercenia, które przebiły lub nadcięły „pełną" serię salinarną cechsztynu: *S* — Świdwin 2, *Sz* — Szubin; *2* kujawskie słupy solne ze stwierdzonymi lub przypuszczalnymi solami potasowymi: *G* — Góra, *I* — Inowrocław, *M* — Mogilno, *K* — Kłodawa, *L* — Lubień, *Ł* — Łagnięta, *R* — Rogoźno; *3* przypuszczalny zasięg „pełnego" salinarnego cechsztynu; *4* wiercenie Chojnice 2, które przebiło „niepełny" salinarny cechsztyn (bez soli potasowych); *5* zasięg „niepełnego" salinarnego cechsztynu; *6* wiercenie Radoszyce 3, które przebiło cechsztyn brzeżny (bez soli) z domieszką materiału detrytycznego; *7* schemat struktury pomorskiego odcinka wału kujawsko-pomorskiego; *8* bieg struktury Chojnic; *9* objawy bitumiczności w cechsztynie; *10* granice badanego obszaru

Sketch showing position of the Świdwin 2 bore-hole within the central palaeogeographic zone of the Polish Zechstein

1 borings which have pierced or incised the "complete" saline Zechstein series: *S* — Świdwin 2, *Sz* — Szubin; *2* Kujawy salt domes with ascertained or hypothetical potassium salt beds; *G* — Góra, *I* — Inowrocław, *M* — Mogilno, *K* — Kłodawa, *L* — Lubień, *Ł* — Łagnięta, *R* — Rogoźno; *3* hypothetical boundary of the "complete" saline Zechstein series; *4* Chojnice 2 bore-hole which pierced the "incomplete" saline Zechstein series (without the potassium salt beds); *5* boundary of the "incomplete" saline Zechstein series, *6* Radoszyce 3 bore-hole which pierced the marginal Zechstein (without the salt beds) with an admixture of detritic material; *7* scheme of the structure of the Pomeranian sector of the Kujawy-Pomorze anticlinorium; *8* strike of the Chojnice structure; *9* signs of bitumina in the Zechstein; *10* boundaries of studied area

tu także pod dolomitem cyklotemu Werra i pod podścielającym go „czar nym“ pelitem dolno-cechsztyńskim na biały spągowiec, a w bardzie zewnętrznych pasach obu tych stref zauważono przechodzenie dolomit cyklotemu Werra w rafy mszywiołowe. Na tym tle paleogeograficzny oraz w oparciu o regionalnie zaobserwowane objawy bitumiczności pol skiego cechsztynu, grupujące się przeważnie w dolomicie głównym, jesteś my obecnie w stanie analizować i wyznaczać poszczególne struktury za wierające cechsztyn jako obiekty poszukiwawcze.

Do poznania tych wszystkich zagadnień wiercenie Świdwin 2 dał poważną podbudowę, gdyż opisany tutaj „pełny“ salinarny profil sięg głębiej od dotychczas poznanego profilu kujawskich słupów solnych i d tego stwierdzony został w strukturze nie zaburzonej tektoniką solną Profil ten posłużył do litostratygraficznej korelacji całego cechsztyn Polski centralnej i północnej. Zapach siarkowodorowy dolomitu główneg w wierceniu Świdwin 2 w jego niskim tam położeniu był uważany z dowód nie tylko jego zawodnienia, ale także możliwości występowani w nim regionalnej migracji gazu, ropy i wody. Znalazło to ostatnio po twierdzenie przez napotkanie w tym horyzoncie objawów bitumiczność kwalifikujących się do badań, o 376,2 m wyżej w strukturze Chojnic, poło żonej o 110 km ku wschodowi od omawianego wiercenia (Tokarski 1959

Wreszcie w górnej części wiercenia Świdwin 2 zostały napotkan w cyklotemie Aller, w normalnym położeniu „zubry kujawskie“ opisan przez J. Poborskiego ze słupów solnych Kujaw (1955, 1957). Dziś, po sze rokim rozwierceniu całego cechsztynu Polski centralnej i północnej wie my, że jest to facja ograniczona do środkowej strefy polskiej części ba senu. W profilu wiercenia Świdwin 2 mamy więc jedną z rzadkich okazj dość szczegółowego przedstawienia litologii tej serii.

PROFIL WIERCENIA ŚWIDWIN 2

Nadcechsztyńska część profilu wiercenia Świdwin 2 sięgająca d głębokości 2000,6 m składa się z osadów czwartorzędowych i trzeciorzę dowych, a w dole, od głębokości 192 m, z wszystkich trzech członów stra tygraficznych triasu, przy czym w stropie brakuje górnej części kajpru Profilując rdzenie na bieżąco, podczas wiercenia, nie znalazłem w nicl wcale skamieniałości. Niemniej typowa i przewodnia litologia zarówn młodszego nadkładu, jak przede wszystkim triasu o facji germańskiej nie stwarza tu obawy zasadniczych pomyłek. Cała ta część profilu rdze niowana była zależnie od potrzeb diagnozy stratygraficznej i dla poznani zasadniczych typów skał, w odstępach sięgających średnio od 25 do 100 m (tabl. I). W wyjątkowo monotonnej dolnej serii pstrego piaskowca prze

Tabela 1

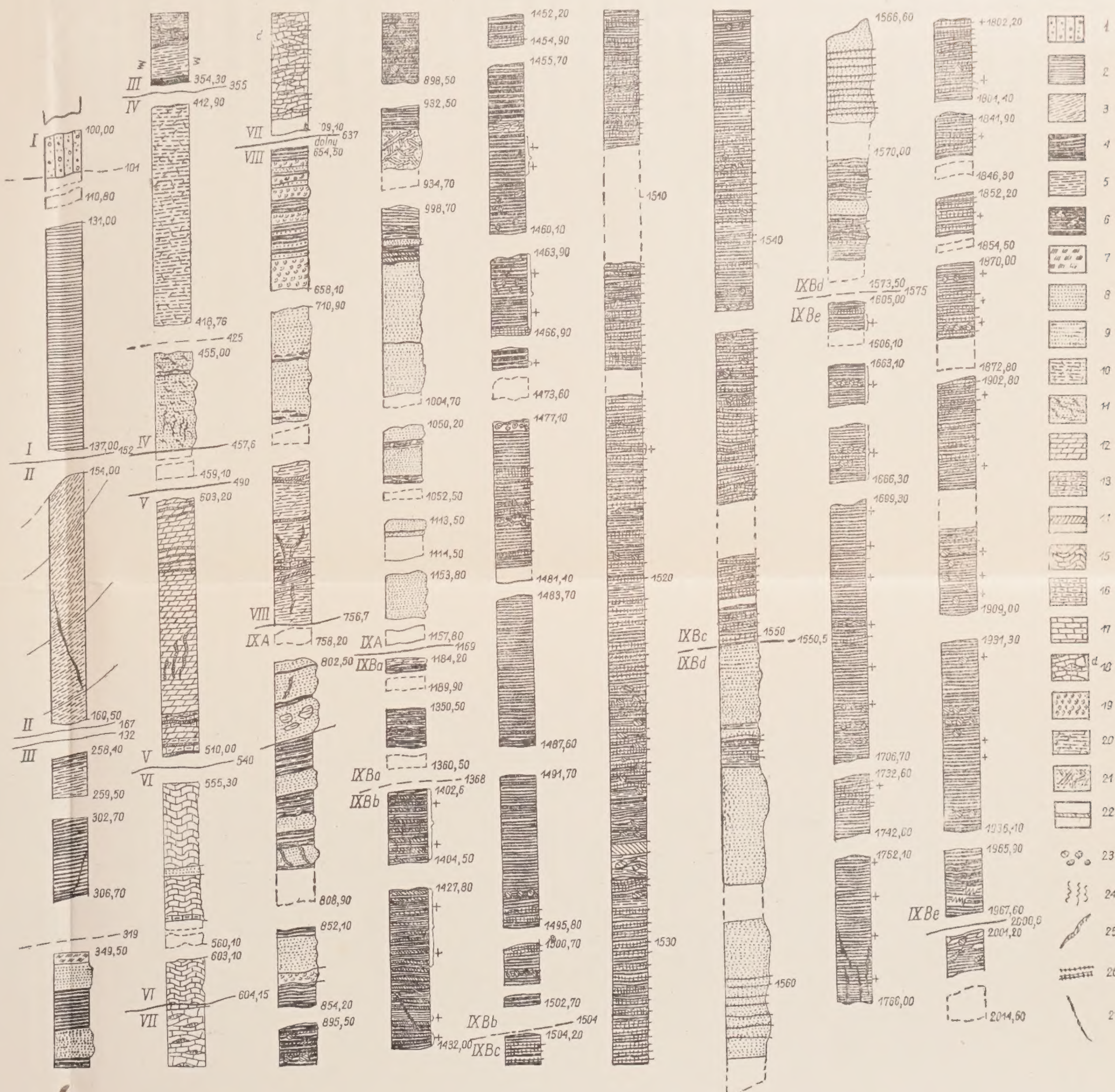
Profil nadcechsztyńskiej części wiercenia Świdwin 2

		Stratygrafia	Interwał w m	Grubość w profilu w m	Cechy litostratygraficzne	Upad	Ilość rdzeni i ich wspólny metraż	Cechy elektrostratygraficzne	Charakterystyka dokumentacyjna urobku płuczkowego	Kryterium wyznaczenia granicy: strop	Kryterium wyznaczenia granicy: spąg	Uwagi
CZWARTORZĘD		piasek młodoczwartorzędowy	0–5	5	piasek	–	0	nie ma	zanik na dolnej granicy	powierzchnia	urobek	
		morena wyższa	5–37	32	glina marglista, żółtawo-szara z głazami krystalicznymi, z kawałkami białych margli kredowych	–	0	PS-y małe, opory duże specjalnie w dolnej części	wyraźna charakterystyka całego odcinka	urobek	urobek i karotaż	
		fluwioglacjał	37–72	35	piasek ze żwirem kwarcowym i krystalicznym	–	0	PS-y małe, opory małe	wyraźna charakterystyka całego odcinka	urobek i karotaż	urobek i karotaż	małe opory mogą wskazywać na obecność wody zmineralizowanej
		morena niższa /część górna/	72–87	15	glina marglisto-piaszczysta, żółtawo-szara z głazami krystalicznymi	–	0	PS-y małe, opory duże	wyraźna charakterystyka całego odcinka	urobek i karotaż	urobek i karotaż	
		morena niższa /część dolna/	87–101	14	glina marglisto-piaszczysta, żółtawo-szara z głazami krystalicznymi	–	1 /1/ m	PS-y małe, opory tworzą minimum	wyraźna charakterystyka górnej części	urobek i karotaż	rdzeń	minimum oporów może wskazywać na obecność wody zmineral.
		iły wstęgowe	101–152	51	ił szary marglisty smugowany jasno i ciemno	0°	1 /6/ m	linia PS-ów i linia oporów z szeregiem ekstremów o średnich amplitudach	nie ma żadnej orientacji	rdzeń	karotaż	
TRZECIORZĘD		iły poznańskie	152–167	15	ił szaro-zielony niewapnisty, tłusty, zaburzony glacytektonicznie	50°–35°	1 /6,5/ m	linia PS-ów stopniowo przechodząca do zdecydowanego wychylenia w prawo /u spodu odcinka/, linia oporów gładka		karotaż	karotaż	
		seria mioceńska lub oligoceńska	167–192	25	kompleks nierozpoznany, piaszczysty	–	0	PS-y duże o gęsto rozmieszczonych ekstremach, linia oporów drobno ząbkowana		karotaż	karotaż	dane karotażu wskazują na piaski ilaste lub iły piaszczyste
KAJPER		kajper gipsowy /część górna/	192–319	127	ił czerwony i zielony niewapnisty, tłusty	5°	2 /3/ m	linia PS-ów gładka, linia oporów ząbkowana z ostrymi "gipsowymi" strefami kulminacji na 200 i 257–300 m	wskazanie stropu z 10-metrowym opóźnieniem	karotaż	karotaż	ostre wychylenie oporów wskazuje na obecność wkładek gipsowych
		kajper gipsowy	319–354,3	35,30	ił czerwony i zielony, niewapnisty tłusty z piaskowcami drobnoziarnistymi, czerwonymi niewapnistymi, rzadko z gipsem	5°	1 /5/ m	linia PS-ów ząbkowana, linia oporów ząbkowana	brak wyodrębnienia od kompleksu leżącego wyżej	karotaż	urobek i rdzeń	dane karotażu wskazują na związek litologiczny z kompleksem leżącym niżej
		"iłowęgle" górne	354,3–425	70	ił ciemnoszary niewapnisty, tłusty	3°	1 /5/ m	linia PS-ów w górze ząbkowana jak w kompleksie leżącym wyżej, z wyraźnym przesunięciem w prawo u stropu, w dole gładka. Linia oporów ząbkowana jak w kompleksie leżącym wyżej, ale o ekstremach mniej gęstych	dokładne wskazanie stropu	urobek i rdzeń	karotaż	
		"iłowęgle" dolne	425–457,6	32,6	piaskowce drobnoziarniste, szare, mikowe z glaukonitem, niewapniste	3°	1 /6/ m	linia PS-ów z 3 dużymi ekstremami, linia oporów ząbkowana o amplitudach większych niż w obu leżących wyżej kompleksach	wskazanie stropu z 23-metrowym opóźnieniem	karotaż	karotaż i rdzeń	
WAPIEŃ MUSZLOWY		wapień muszlowy górny	457,6–490	32,4	nie rozpoznany kompleks wapienny	–	0	linia PS-ów ząbkowana, linia oporów tworząca nagłe gęste kulminacje o amplitudzie wzrastającej ku dołowi	nie ma żadnej orientacji	karotaż i rdzeń	karotaż	kompleks ten został wydzielony przez analogię karotażową z wierceniami z Wschowy i Ostrzeszowa
		wapień muszlowy środkowy	490–540	50	dolomity żółtawo-szare i margle dolomityczne ciemnoszare z centymetrowymi warstewkami anhydrytu	3°	1 /6,5/ m	linia PS-ów gładka, linie oporów z gęstymi maksymalnymi kulminacjami	wskazanie stropu z 10-metrowym opóźnieniem	karotaż	karotaż	
		wapień muszlowy dolny	540–604,15	61,75	wapienie faliste	3°	2 /4,55/ m	linia PS-ów gładka, linie oporów z gęstymi kulminacjami o amplitudzie niższej niż w kompleksie leżącym wyżej	wskazanie stropu z 7-metrowym opóźnieniem	karotaż	rdzeń	
PSTRY PIASKOWIEC	Ret	ret górny	604,15–637	32,85	gruzłowe wapienie żółtawo-szare, dolomityczne, z przewarstwieniami falistymi czerwonych margli	3°	1 /4,95/ m	linia PS-ów gładka, linia oporów o gęstych kulminacjach tego samego typu co w kompleksie leżącym wyżej	wskazanie stropu retu z 6-metrowym opóźnieniem i wspólna charakterystyka dla całego retu	rdzeń	karotaż	
		ret dolny	637–756,70	119,70	iły czerwone, niewapniste i iły szare dolomityczne z centymetrowymi warstewkami gipsu i z wkładkami piaskowców żółtych, czerwonych i zielonych drobnoziarnistych niewapnistych	3°	3 /10,7/ m	linia PS-ów ząbkowana z nasadzonymi obłymi ekstremami, linia oporów ząbkowana z gipsowymi strefami kulminacji na 560–690 m i 725–756,7 m		karotaż	karotaż i rdzeń	
		pstry piaskowiec środkowy	756,7–1169	412,30	piaskowce czerwone drobnoziarniste, niewapniste z metrowymi wkładkami iłu czerwonego zawierającego czasem pseudooolity anhydrytu	20°–3°	7 /19,65/ m	linia PS-ów z obłymi ekstremami przedzielonymi w górze przez długie odcinki gładkie. Linia oporów ząbkowana	wskazanie stropu z 32-metrowym opóźnieniem	karotaż i rdzeń	karotaż	małe opory wskazują na obecność wody zmineralizowanej
	Pstry piaskowiec dolny	kompleks a	1169–1368	199	iły czerwone niewapniste z wkładką dolomityczną u góry	3°	2 /2/ m	linia PS-ów u góry z ekstremami o amplitudzie jak w kompleksie leżącym wyżej, niższa gładka z pojedynczymi małymi ząbkami, linia oporów ząbkowana	nie ma żadnej orientacji	karotaż	karotaż	
		kompleks b	1368–1504	136	iły czerwone, margliste z rzadkimi smugami i wkładkami wapieni i z rozproszonymi gniazdami anhydrytu	3°	8 /24,1/ m	linia PS-ów gładka, linia oporów ząbkowana		karotaż	rdzenie	
		kompleks c	1504–1550,5	46,5	iły czerwone, margliste z gęstymi smugami wapieni co nadaje im wygląd czerwono-biały; poza tym są wkładki i "oczka" anhydrytu	3°	16 /39,80/ m	linia PS-ów gładka z wielkimi obłymi wychyleniami w lewo, w dole linia oporów ząbkowana z wielkim minimum w dole		rdzenie	rdzeń	dane karotażowe dolnej części kompleksu c i całego kompleksu d różne, jakkolwiek wyrażone są na razie niewytłumaczone; gra tu zapewne specjalną rolę litologia
		kompleks d	1550,5–1575	24,50	piaskowce czerwone drobnoziarniste z smugami i wkładkami iłu czerwonego niewapnistego	3°	5 /14,50/ m	linia PS-ów gładka, linia oporów daje maksimum		rdzeń	karotaż	
		kompleks e	1575–2000	424,2	iły czerwone i zielone, margliste, miejscami niewapniste, z lokalnymi nagromadzeniami smugowanych przewarstwień wapiennych oraz z warstewkami i gniazdami anhydrytu	3°	17 /32,9/ m	linia PS-ów gładka, linia oporów ząbkowana z licznymi kulminacjami "anhydrytowymi"		karotaż	rdzeń i postęp wiercenia	dolna granica została wyznaczona w miejscu przepadania gryzera

(tabl. I). W wyjątkowo monotonnej dolnej serii pstrego piaskowca prze-

Profil rdzeni nadcechsztyńskiej części wiercenia Świdwin 2

Core profile of supra-Zechstein series of Świdwin 2 bore-hole



I czwartorzęd, *II* pliocen, *III* kajper gipsowy, *IV* iłowęgle, *V* wapień muszlowy środkowy, *VI* wapień muszlowy dolny, *VII* ret górny, *VIII* ret dolny, *IX* pstry piaskowiec środkowy *(A)* i dolny *(B)*

IXBa-e wyróżnione kompleksy dolnego pstrego piaskowca (tab. 1).

1 morena, *2* ił wstęgowy, *3* ił poznański, *4* ił czerwony, *5* ił zielony, *6* ił czerwony z zielonymi plamami, *7* gips w luźnych kawałkach, *8* piaskowiec drobnoziarnisty czerwony, *9* piaskowiec drobnoziarnisty i gruboziarnisty czerwony z zielonymi plamami, *10* czarne łupki pękające ostrokrawędzisto, *11* piaskowiec szary drobnoziarnisty z glaukonitem, miejscami smugowany, *12* dolomit, *13* margiel ciemnoszary dolomityczny, *14* warstewki gipsowe, *15* wapień falisty, *16* margiel szary, *17* wapień gładki żółty, *18* wapień gruzłowy z przewarstwieniami czerwonych margli (*d* — wkładka dolomitycznego wapienia falistego), *19* piaskowiec żółty, *20* ił szary dolomityczny i margiel szary dolomityczny, *21* piaskowiec czerwony przekątnie warstwowany, *22* warstewki anhydrytu, *23* oczka i pseudooolity anhydrytu, *24* żyłki kalcytowe, *25* żyłki gipsowe, *26* smugowania i warstwowania wapienne oraz wapniste w iłach i piaskowcach, *27* szczeliny spękań

I Quaternary, *II* Pliocene, *III* Gipskeuper, *IV* Lettenkohle, *V* Middle Muschelkalk, *VI* Lower Muschelkalk, *VII* Upper Röt, *VIII* Lower Röt, *IX* Middle *(A)* and Lower *(B)* Bunter

IXBa-e differentiated complexes of the Lower Bunter (chart 1)

1 moraine, *2* banded silt, *3* Poznań silt, *4* red silt, *5* green silt, *6* red silt with green patches, *7* loose gypsum fragments, *8* red fine-grained and coarse-grained sandstone, red with green patches, *10* black slates fracturing angularly, *11* grey fine-grained sandstone with glauconite, locally streaked, *12* dolomite, *13* dark grey dolomitic marl, *14* gypsum laminae, *15* Wellenkalk, *16* grey marl, *17* smooth yellow limestone, *18* nodule limestone with red marl intercalations (*d* — intercalation of dolomitic Wellenkalk), *19* yellow sandstone, *20* grey dolomitic silt, grey dolomitic siltstone, grey dolomitic marl, *21* red sandstone with current bedding, *22* anhydrite laminae, *23* anhydrite as "eyelets" and pseudo-ooliths, *24* calcite veinlets, *25* gypsum veinletz, *26* calcareous and calciferous bands and beds in silts and sandstones, *27* fissures of fractures

wiercono bez rdzeniowania 160,1 m w interwale 1189,9-1350,0 m, prowadząc za to pełne pobieranie rdzenia w niższej partii dolnego pstrego piaskowca, w mierzącym 69,3 m interwale 1504,2-1573,5 m.

Oprócz rdzeni posługiwałem się tu urobkiem płuczkowym. U góry, do głębokości 427 m, zasadniczo dał on dość dobrą dokumentację przewierconego odcinka, a do głębokości 758 m, na skutek opóźniania w pojawianiu się i mieszania materiału, informował tylko o pierwszym pojawieniu się nowego typu litologicznego. Wreszcie wartość jego poniżej tej głębokości zanikła zupełnie.

Zasadniczym środkiem profilowania było tutaj rdzeniowanie i sondowanie elektryczne w pięciu rozstawach (tab. 2). Przez kombinację typów wychyleń krzywej potencjału własnego (porowatości) i krzywych oporów mogłem tu wydzielić poszczególne odcinki elektrostratygraficzne. Wydzielenia te pozwoliły z jednej strony rozciągnąć na poszczególne kompleksy warstw dokumentację litologiczną, ustaloną na podstawie niepełnego materiału — czy to w oparciu o pojedyncze rdzenie, czy o partię urobku — gdziekolwiek w profilu w obrębie strefy o danej charakterystyce elektrostratygraficznej. Z drugiej zaś strony niektóre typowe charakterystyki elektrostratygraficzne mogły tu być związane, nawet zupełnie bez pomocy obserwacji litologicznych, z określonym typem skał i serii skalnych, w oparciu o materiały z innych wierceń.

Wreszcie w samym spągu serii nadcechsztyńskiej stropowa granica salinarnych utworów cechsztyńskich została ustalona w miejscu „przepadania" gryzera.

Takie zespołowe zestawienie profilu jest przedstawione w tabeli 1.

Serię pstrą zawierającą wtrącenia węglanowe i siarczanowe od głębokości 1368 m w dół wiążę z pstrym piaskowcem, opierając się przede wszystkim na sugestii K. i S. Pawłowskich (Wyniki wiercenia Radoszyce 3, 1957), którzy widzą w profilu wiercenia Podlesie (Radoszyce) możliwość występowania węglanów i siarczanów w dolnej części pstrego piaskowca.

Nawiercona niżej seria salinarna, na pewno cechsztyńska, sama już, bez łączenia jej z wyżej leżącą serią pstrą, ma w wierceniu Świdwin 2 grubość 1351,5 m, co klasyfikuje ją pomiędzy „pełne" profile cechsztyńskiej niecki środkowej Europy.

Z chwilą wejścia wiercenia od głębokości 2000,6 m w serię cechsztynu, rozpoczęto pełne rdzeniowanie (tabl. II). Przerwano je dopiero niżej — na głębokości 2670 m, kiedy J. Poborski, który pierwszy sprofilował odpowiedni odcinek wiercenia, zasygnalizował, iż po przebiciu pokładu stassfurckiego z jego normalnymi utworami stropowymi i spągowymi, wiercenie przebiega w typowej starszej soli „regionu anhydrytowego", i że

będzie w niej szło przynajmniej do głębokości 3000 m. W wyniku tego stwierdzenia oszczędzono na rdzeniowaniu i można było doprowadzić wiercenie do rekordowej głębokości z dobrą orientacją geologiczną.

W dolnej części wiercenia przebito dolomit główny z towarzyszącymi mu w spągu i stropie anhydrytami i nadcięto najstarszą serię solną, należącą do cyklotemu Werra.

Nawiercenie w środku trzeciego tysiąca metrów profilu tego klasycznego „turyngskiego" zespołu warstw (od góry: anhydryt główny, szary ił solny dolomityczny w górnej części, sól kamienna starszego nawrotu, karnalit, sól kamienna szara z kizerytem, sól kamienna szara z anhydrytem), pozwoliło na uporządkowanie stratygraficzne całej serii cechsztyńskiej. Nie mogąc posługiwać się już urobkiem, ze względu na zasolenie płuczki, i posiadając nadający się do użycia materiał elektrostratygraficzny tylko z odcinka 2551,8-2626 m (tab. 2), oparłem się tu przy rdzeniowaniu pełnym i niepełnym na interpretacji danych materiału rdzeniowego. Posłużyłem się na tym odcinku również wiadomościami o postępie wiercenia, wskazującymi na zwolnienie jego tempa w stropie kompleksów twardych, kiedy to z reguły natychmiast brano rdzeń, oraz na „przepadanie" gryzera w stropie serii miękkiej.

Poniżej tego przewodniego kompleksu następstwo i litologia warstw dolnej części cyklotemu stassfurckiego i górnej części cyklotemu Werra zaznaczyły się również w klasyczny sposób. Powyżej zaś anhydrytu głównego równie wyraźnie wystąpiły sole cyklotemu Leine z młodszym pokładem potasowym w środku. Zaraz nad nimi mamy mieszane litologicznie kompleksy: „pegmatytowy" u dołu i „zubrowy" u góry aż do stropu serii salinarnej. Mogą one odpowiadać tylko kompleksowi czerwonego iłu solnego w dole i najmłodszym solom Turyngii w górze, tak jak to ma miejsce z utworami cyklotemu IV Kujaw mającymi, jak sądzę, taki sam skład litologiczny i taki sam podział (według J. Poborskiego, K. Prochazki i A. Wali 1956 — por. niżej str. 12).

Przy wyznaczaniu granic poszczególnych kompleksów w obrębie salinarnej serii cechsztynu w strefie pełnego rdzeniowania, przy niekompletnym uzysku rdzenia, przyjąłem konwencjonalnie poszczególne granice u góry możliwego interwału ich występowania w rdzeniu, lub u góry interwału rdzeniowanego, jeżeli wypadły one między rdzeniami. Podaję przy tym rozmiar możliwego przesunięcia w metrach w pierwszym przypadku *za* liczbą głębokości (ku dołowi), a w drugim — także *przed* nią (ku górze), jeżeli poprzednio pobrano rdzeń z niepełnym uzyskiem. Na odcinku o niepełnym rdzeniowaniu, odpowiednio kierując pobieraniem rdzenia, udało się wyłapać wszystkie zasadnicze granice w *obrębie* wydobytych

rdzeni[1]. Dlatego również i tu mogę zastosować w opisie metodę podaną wyżej. Jeżeli zaś dane elektrostratygraficzne lub takie obserwacje wiertnicze, jak natrafienie na twardy pokład względnie przepadanie aparatu lub gryzera, mówią jednoznacznie o istnieniu danej granicy, wtedy podaję jej głębokość bez dodatkowych alternatywnych liczb. To samo ma miejsce, gdy występuje pełny uzysk rdzenia lub rdzeni. Opis podany jest syntetycznie, bez określenia poszczególnych rdzeni. Jedynie przy rdzeniach bardzo krótkich bezwzględnie lub względnie (w stosunku do przyjętego stratygraficznego interwału), podaję ich rzeczywistą długość w nawiasach łamanych.

Cyklotem Aller

Kompleks „zubrowy"

2000,6-2002,2 m ił czerwony „ciężki" (nieco zmineralizowany?) z kawernami po wyługowanej soli i z grudkami anhydrytu, o upadzie 30°.

2002,2-2019,6 m sól kamienna ciemnoczerwona.

2019,6-2080,6 m zuber czerwony (przerosty soli kamiennej czerwonej z czerwonym iłem występującym w ilości 30-70%).

2080,6-2089,6 (0,6) m sól kamienna różowa z czterema przeławiceniami zubru różowego (przerostów soli kamiennej różowej z czerwonym iłem) i czerwonego

---

[1] Podaną tu metodykę oznaczania granic poszczególnych kompleksów ilustruje przykład wzięty z tegoż wiercenia.

Rdzeń A pobrany z interwału 2465,8-2473 m, długości 2 m dał stratę 5,2 m i dostarczył w cm od góry:

0-5 anhydryt, 5-140 sól kamienną różową, przekładaną na 10-15, 30-40, 105-110 i 115-119 solą potasową różową ziarnistą, gorzką, o smaku kizerytu, 140-200 sól kamienną białą przekładaną na 180-185 i 190-193 prostymi wkładkami anhydrytowymi o upadzie 20°.

Rdzeń F pobrany z interwału 2504,8-2512,4 m, długości 6,3 m dał stratę 1,3 m i dostarczył w cm od góry:

0-630 m sól kamienną białą, przekładaną co 15 cm przez proste warstewki anhydrytu o grubości 1 cm i o upadzie 10°.

Rdzeń G pobrany z interwału 2512,4-2519,6 m, długości 0,5 m dał stratę 6,7 m i dostarczył w cm od góry:

0-50 m sól kamienną szarą smugowaną anhydrytem j.w., ale o warstewkach pogiętych falisto.

Otóż ustalona na podstawie rdzenia A górna granica białej soli kamiennej, przekładanej prostymi warstewkami anhydrytu od strony soli kamiennej przekładanej solą potasową, nie może przebiegać wyżej niż w głęb. 2465,8+1,4 = 2467,2 m. Najniżej zaś może ona znajdować się w głęb. 2467,2+5,2 m, czyli według stosowanego przeze mnie sposobu ma ona symbol 2467,2 (5,2) m. Dolna zaś granica omawianego kompleksu solnego (od strony podścielającej go soli kamiennej szarej z falistymi wkładkami anhydrytowymi) jest w pierwszym przybliżeniu do przyjęcia pomiędzy rdzeniami F i G, a więc w głębokości 2512,4 m. Ponieważ jednak rdzeń F ma stratę 1,3 m, a rdzeń G ma stratę 6,7 m, o tyle więc wyżej i niżej od głębokości 2512,4 m można spodziewać się występowania omawianej granicy. To znów, wg przyjętej tu symboliki, wyrażam (1,3) 2512,4 (6,7) m. Stąd pochodzi więc przedstawiony niżej na str. 9 interwał występowania najwyższego oddziału dolnej części soli młodszej 2467,2 (5,2) m — (1,3) 2512 (6,7) m.

w górze, o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do 3 metrów. U dołu ma o
dwie kilkucentymetrowe wkładki anhydrytu. Mamy tu upad 30°.

2089,6 (0,6)-(3,1) 2116,2 m zuber czerwony przekładany w środku warstewka iłu czerwonego o grubości kilku do kilkunastu centymetrów. Upad wynosi tu 2(U samego stropu tego kompleksu znalazł T. Horn grudkę bliżej nieokreślonej s potasowej.

(3,1) 2116,2-2117,8 m sól kamienna różowa.

Kompleks „pegmatytowy“

2117,7-2118,4 m anhydryt „pegmatytowy“ tworzący rusztowanie o oczka 3-centymetrowych, w których tkwią skupienia kryształów różowej soli kamienn Anhydrytu jest tu 70%.

2118,4-2132,45 m sól kamienna różowa z około 20% anhydrytu tworzące „pegmatytowe“ rusztowanie lub samodzielne „kąski“. Upad wynosi 15°.

2132,45-2218,1 m sól kamienna czerwona, u samej góry różowa, „zubrow przerastana iłem niebiesko-zielonym (zuber zielony), rzadziej czerwonym lub o typami iłów (zuber mieszany). Upad wynosi tu 12°. Rzadko trafiają się przeros anhydrytu oraz warstewki i pojedyncze kryształy białej soli kamiennej.

2218,1-2228,15 (1,6) m sól kamienna różowa i szara, przekładana co 5-10 m warstewkami anhydrytu grubości 1 mm o upadzie 10°.

2228,15 (1,6)-2228,65 (2) m anhydryt „pegmatytowy“ tworzący rusztowan o oczkach 1-centymetrowych, w których tkwi 10% szarej soli kamiennej.

2228,65 (2)-2229,1 (2) m sól kamienna szara „zubrowana“ iłem niebiesko-zielony i czerwonym w łącznej ilości 25% iłu.

2229,1 (2)-2230,4 (2) m sól kamienna szara z 10% anhydrytu, rozsianego w gru kach oraz występującego w milimetrowych warstewkach z upadem 10°.

2230,4 (2)-2242,05 (0,8) m sól kamienna przechodząca od szarej w górze prz różową w środku do czerwonej w dole, z upadem 20°.

2242,05 (0,8)-2242,1 (0,8) m dolomit szary [5 cm][2].

2242,1 (0,8)-2268,9 (0,5) m sól kamienna różowa, rzadko czerwona, w do biała, przekładana co kilka lub kilkadziesiąt centymetrów przez centymetro warstewki anhydrytu, czasem faliście pogięte (sedymentacyjnie). Upad wynosi w górze 20°, a w dole 15°.

2268,08 (0,5)-2309,62 (5) m sól kamienna czerwona, miejscami „biało-cze wona“ (przerastana solą białą), „zubrowana“ iłem czerwonym i niebiesko-zielonym Górna granica tego kompleksu jest specjalnie ostra, gdyż znajduje się tam zub pod 40-centymetrową warstwą czystej soli kamiennej białej kompleksu wyższeg

2309,62 (5)-2377,5 (6) m ił niebiesko-zielony, przekładany co kilka metró warstwami czerwonej soli kamiennej o grubości dochodzącej do 1 metra. U sameg dołu, pod warstwą soli czerwonej, grubej — być może — nawet na kilkanaśc metrów i zawierającej w wyższej części gniazda anhydrytu, znajduje się 70-centy metrowa (+6 m?) warstwa iłu niebiesko-zielonego przemieszanego z czerwonym.

2377,3 (6)-2378,1 (6) m u góry anhydryt typu „pegmatytowego“ przerastan kryształami soli białej, a u dołu anhydryt czysty, bez przerostów solnych.

---

[2] Według wiarogodnych oświadczeń technika geologicznego J. Kochańskie i kierownika kopalni W. Wojnarowicza, dolomit ten został rzeczywiście wydobyt w rdzeniu z podanej głębokości.

Cyklotem Leine

Górna część soli młodszej

2378,1 (6)-2414,1 (5,2) m sól kamienna różowa, u dołu zawierająca rozrzucone wrostki anhydrytu o długości 1 cm.

(6,3) 2414,1 (4,8)-2459,2 (3,1) m sól kamienna różowa, u dołu czerwona, przerastana w odstępach kilkucentymetrowych poprzerywanymi milimetrowymi warstewkami anhydrytu o upadzie 20°.

Środkowa część soli młodszej

2459,2 (3,1)-2460,1 (3,1) m sól potasowa różowo-biała, ziarnista, gorzka o smaku kizerytu. J. Paduszyński z Głównego Laboratorium Przemysłu Naftowego wykrył tu obok kizerytu także sylwin.

2460,1 (3,1)-2461,7 (3,1) m sól kamienna różowa z ciągłymi warstewkami i warstwami anhydrytu o grubości 1-10 cm przebiegającymi co kilkadziesiąt centymetrów pod kątem 10°.

2461,7 (3,1)-2462,3 (3,1) m sól kamienna różowa z upadem 30° przeławicona w odległości 5 cm od góry 1-centymetrową warstewką soli potasowej o typie opisanym wyżej.

2462,3 (3,1)-(3,1) 2465,8 (5,2) m sól potasowa o typie opisanym wyżej.

(3,1) 2465,8 (5,2)-2465,85 (5,2) m anhydryt.

2465,85 (5.2)-2467,2 (5.2) m sól kamienna różowa przekładana co kilkadziesiąt centymetrów warstwami soli potasowej o typie opisanym wyżej, grubości 4-10 cm o upadach 20°.

Dolna część soli młodszej

2467,2 (5,2)-(1,3) 2512,4 (6,7) m sól kamienna biała, smugowana co 5-20 cm prostymi, ciągłymi warstewkami anhydrytu, grubości 1 cm. U góry upad wynosi tu 20°, ku dołowi stopniowo spada on do 10°.

(1,3) 2512,4 (6,7)-(5,8) 2540,8 (5,8) m sól kamienna szara, smugowana co 5 cm warstewkami anhydrytu grubymi na 1 mm, pogiętymi falisto, z upadem wzrastającym od 10° u góry do 20° w dole.

(5,8) 2540,8 (5,8)-2551,7 m [3] sól kamienna szara w kryształach o krawędziach 5-7 mm, z anhydrytem znajdującym się w gniazdach o średnicy 1-3 cm. Anhydryt tworzy tu 40-50% skały.

---

[3] Na odcinku 2551,7-2626 m, mimo zasolenia płuczki ostre kontrasty litologiczne przewierconych kompleksów skalnych spowodowały uwydatnienie w elektrostratygrafii poszczególnych granic, których dokładne położenie wskazały rdzenie (tab. 2 i tabl. II). Są to od góry do dołu:

2551,7-2591,6 m anhydryt główny — opory duże malejące ku dołowi,

2591,6-2603 m szary ił solny — opory duże, ostro odgraniczone od góry i dołu,

2603-2612,3 m sól starszego nawrotu — opory duże (zapewne z powodu wkładek anhydrytowych) oddzielone od iłu solnego w stropie przez osobne minimum,

2612,3-2626 m karnalitowy pokład stassfurcki — wydatne minimum oporu,

poniżej 2626 m sól starsza z kizerytem — znowu o oporach tak dużych, jak dla soli starszego nawrotu, tu również zapewne spowodowanych litologią tego kompleksu.

Anhydryt główny

2551,7-2591,6 m anhydryt „marmurkowy" niebieskawo-szary, o falistych, czarnych warstewkach ilastych, miejscami przechodzących w obwódki „oczkowe". Warstewki te zapadają w górze pod kątem 25°, w środku mają pochylenie 40°, a w dole zmniejsza się ono do 30°.

Szary ił solny

2591,6-(0,3) 2596,5 (2,6) m mułowiec ciemnoszary twardy, dolomityczny z upadem 10°.

(0,3) 2596,5 (2,6)-2597,15 (2,6) m mułowiec ciemnoszary twardy, niewęglanowy z upadem 15°.

2597,15 (2,6)-2603 m ił czarny miękki, niewęglanowy.

Cyklotem Stassfurt

Sól starszego nawrotu

2603-2612,3 m sól kamienna różowa, przekładana co 1-10 cm ciągłymi prostymi warstewkami anhydrytu, grubymi na 1-30 mm, o upadzie 15°

Pokład stassfurcki

2612,3-2615,25 m karnalit biały w ziarnach o średnicy 1-3 mm (oglądany w 24 godziny po wydobyciu rdzenia).

2615,25-2615,3 (7,95) m sól kamienna ciemnoszara [5 cm].

2615,3 (7,95)-2626 m karnalit brudnoszary [5 cm].

Sól starsza z kizerytem

2626-(1) 2656,7 (0,1) m sól kamienna biała i jasnoszara, przekładana co 3-40 cm warstewkami i warstwami kizerytu o grubości 0,1-55 cm, o upadzie 20°. Uwodniony kizeryt tworzy tu na bocznych ścianach rdzenia charakterystyczny biały pył. W ostatnim u dołu metrze obok kizerytu przebiegają w soli milimetrowe wkładki anhydrytu.

(1) 2656,7 (0,1)-2666,68 m sól kamienna biała i jasnoszara. Co 1-40 cm przebiegają w niej warstewki i warstwy anhydrytu grube na 0,1-15 cm, z upadem 10°. Sól ta w głębokości 2665,3 m ma zapach siarkowodoru.

2666,68-2668,68 m sól kamienna biała i szara, przerastana co 1-85 cm warstewkami i warstwami kizerytu o grubości 2-38 cm, o upadzie 20°.

Sól starsza z anhydrytem

2668,68-3070,6 m sól kamienna szara, przekładana co 10-20 cm warstewkami anhydrytu grubości 1 mm o upadzie 20°. Warstewki anhydrytu są tu proste, z wyjątkiem dwumetrowego rdzenia wydobytego z głębokości 3006,1-3011,1 m, gdzie są one pogięte falisto. Z całego tego kompleksu rdzeni, po ich rozbiciu wydobywa się zapach siarkowodoru.

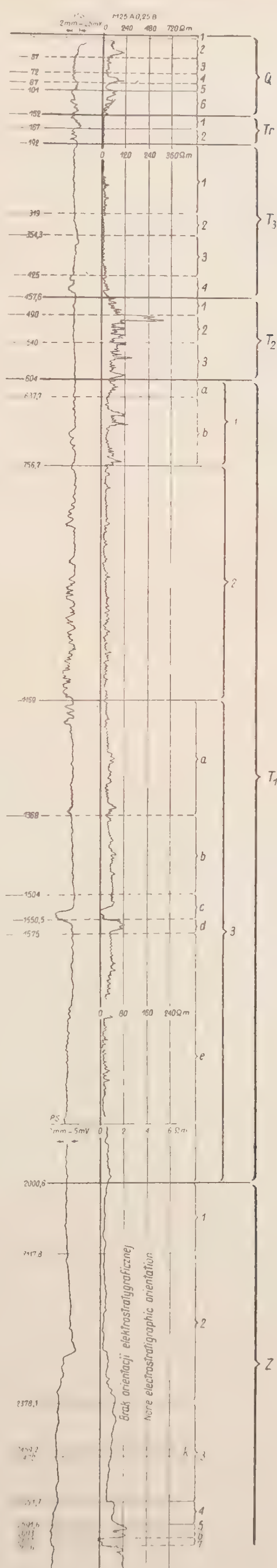


Tabela 2

Profil elektrostratygraficzny wiercenia Świdwin 2

Q czwartorzęd: *1* piaski, *2* morena wyższa, *3* fluwioglacjał, *4* górna część moreny niższej, *5* dolna część moreny niższej, *6* iły wstęgowe. *Tr* trzeciorzęd: *1* iły poznańskie, *2* seria mioceńska lub oligoceńska T_3 kajper: *1* górna część kajpru gipsowego, *2* dolna część kajpru gipsowego, *3* górne iłowęgle, *4* dolne iłowęgle. T_2 wapień muszlowy: *1* — górny, *2* — środkowy, *3* — dolny. T_1 pstry piaskowiec: *1* ret górny *(a)* i dolny *(b)*, *2* środkowy pstry piaskowiec, *3* dolny pstry piaskowiec (kompleksy *a—e*). Z cechsztyn: *1* kompleks „zubrowy“, *2* kompleks „pegmatytowy“, *3* sól młodsza (*k* warstwa kizerytowa młodsza), *4* anhydryt główny, *5* szary ił solny, *6* sól starszego nawrotu, *7* karnalit pokładu stassfurckiego

Chart 2

Electrostratigraphic profile of the deep-boring Świdwin 2

Q Quaternary: *1* sands, *2* upper moraine, *3* fluvioglacial deposits, *4* lower moraine (upper part), *5* lower moraine (lower part), *6* varved clays. *Tr* Tertiary: *1* Poznań clays (Pliocene), *2* Miocene or Oligocene series. T_3 Keuper: *1* Gipskeuper (upper part), *2* Gipskeuper (lower part), *3* Lettenkohle (upper part), *4* Lettenkohle (lower part). T_2 Muschelkalk: *1* Upper, *2* Middle, *3* Lower. T_1 Bunter: *1* Röt upper *(a)* and lower *(b)*, *2* Middle Bunter, *3* Lower Bunter (series *a—e*). Z Zechstein: *1* "zuber" (salt breccia) series, *2* "pegmatite" series, *3* younger salt (*k* younger kizerite bed), *4* main-anhydrite, *5* grey salt clay, *6* salt of the older return, *7* carnallite of the Stassfurt bed

Anhydryt główny

2551,7-2591,6 m anhydryt „marmurkowy“ niebieskawo-szary, o falistych, czar- [illegible]

anhydrytu grubości 1 mm o upadzie 20°. Warstewki anhydrytu są tu proste, z wyjątkiem dwumetrowego rdzenia wydobytego z głębokości 3006,1-3011,1 m, gdzie są one pogięte falisto. Z całego tego kompleksu rdzeni, po ich rozbiciu wydobywa się zapach siarkowodoru.

Profil rdzeni cechsztyńskiej części wiercenia Świdwin 2

Core profile of the Zechstein series of Świdwin 2 bore-hole

X kompleks „zubrowy", *XI* kompleks „pegmatytowy", *XII* sól młodsza, część górna (*a*), środkowa (*b*) i dolna (*c*), *XIII* anhydryt główny, *XIV* szary ił solny, *XV* sól starsza: *a* sól starszego nawrotu, *b* pokład stassfurcki, *c* sól starsza z kizerytem, *d* sól starsza z anhydrytem, *XVI* anhydryt podstawowy, *XVII* dolomit główny, *XVIII* anhydryt kryjący cyklotemu Werra, *XIV* sól najstarsza

1 ił czerwony „ciężki" z grudkami anhydrytu i z próżniami po wypłukanej soli, *2* ił czerwony, *3* sól czerwona, *4* sól czerwona z gniazdami iłu czerwonego, *5* sól czerwona z gniazdami iłu niebiesko-zielonego, *6* sól różowa, *7* zuber czerwony, *8* sól biała, *9* sól szara, *10* ił niebiesko-zielony, *11* ił czerwony z zielonym, *12* zuber zielony z solą czerwoną, *13* zuber zielony z solą różową, *14* sól różowa z gniazdami iłu niebiesko-zielonego, *15* zuber mieszany z solą czerwoną, *16* zuber mieszany z solą biało-czerwoną, *17* anhydryt w zwartym kompleksie (oznaczenie to może sugerować, że upady anhydrytów są skierowane na prawo; w rzeczywistości upady w kompleksie anhydrytów, podobnie jak w całym cechsztynie, pochylone są w lewo), *18* dolomit, *19* kizeryt z sylwinem, *20* ił ciemnoszary twardy (*d* — dolomityczny), *21* ił ciemnoszary miękki — plastyczny, *22* karnalit pokładu stassfurckiego, *23* żyłki kalcytu, *24* anhydryt w warstewkach pogiętych, *25* anhydryt pegmatytowy, *26* anhydryt w żyłkach, *27* anhydryt w gniazdach rozproszonych w soli, *28* kizeryt w drobnych przewarstwieniach, *29* żyłki kalcytu

X "zuber" (salt breccia) series, *XI* "pegmatitic" series, *XII* younger salt: upper (*a*), middle (*b*) and lower (*c*) *XIII* main-anhydrite, *XIV* grey salt clay, *XV* older salt: *a* salt of the "older return" *b* Stassfurt bed, *c* older salt with kizerite, *d* older salt with anhydrite, *XVI* basal anhydrite, *XVII* main-dolomite, *XVIII* top anhydrite of Werra cyclothem, *XIX* oldest salt

1 red "heavy" clay with anhydrite lumps and empty spaces after outwashed salt, *2* red clay, *3* red salt, *4* red salt with nests of red clay, *5* red salt with nests of blue-green silt, *6* pink salt, *7* red "zuber", *8* white salt, *9* grey salt, *10* bluish-green silt, *11* red and green silt, *12* green "zuber" with red salt, *13* green "zuber" with pink salt, *14* pink salt with nests of blue-green silt, *15* mixed "zuber" with red salt, *16* mixed "zuber" with white-red salt, *17* compact anhydrite complex (this sign might possibly suggest the right dips of anhydrites, while actually, in the anhydrite complex as well as in the Zechstein series they dip to the left), *18* dolomite, *19* kizerite with sylvinite, *20* dark-grey hard clay (*d* — dolomitic), *21* dark-grey soft clay — plastic, *22* carnalite of the Stassfurt bed, *23* straight anhydrite laminae, *24* curved anhydrite laminae, *25* "pegmatitic" anhydrite, *26* anhydrite veinlets, *27* anhydrite in dispersed nests in salt, *28* kizerite in thin layers, *29* calcite veinlets

Anhydryt podstawowy cyklotemu Stassfurt

3070,6-3072,8 m anhydryt „marmurkowy" (przetkany niewyraźnymi falistymi warstewkami ciemnoszarego iłu). Na 3072,01-02 przebiega w nim oddzielna 1-centymetrowa warstewka iłu czarnego z silnym zapachem siarkowodoru, o upadzie 20°.

Dolomit główny

3072,8-3084,4 (3,2) m dolomit żółtawo-szary, gładki z żyłami kalcytu, które występują wzdłuż powierzchni pochylonych pod kątem 80° w kierunku zgodnym z upadem warstw wynoszącym tu u góry 15°, a u dołu 7°. Skałę tę czuć siarkowodorem. Najniższe 4-5 m tej skały są przekładane warstewkami anhydrytu grubymi na 0,5-1 mm, rozmieszczonymi co 3 mm. Nadaje to skale specyficzny paskowany wygląd.

Cyklotem Werra

Anhydryt „kryjący" cyklotemu Werra

3084,4-3180,82 m anhydryt smugowany co 5-7 cm przez milimetrowe warstewki iłu czarnego, proste, rzadziej pogięte falisto, o upadzie u góry 10°, a u dołu 5°-8°.

Sól najstarsza

3180,82-3235 (3,5) m sól kamienna biała, przekładana co 5-25 cm warstewkami anhydrytu grubymi na 1-2 cm, o upadach 5°. U dołu warstewki te są ujęte w mikrofałdy obalone „postępowo" (w górę ogólnego upadu warstewek).

3235 (3,5)-3236,3 (3,5) m sól kamienna biała przekładana co 2-30 cm warstewkami anhydrytu grubymi na 1-2 mm, o upadzie ogólnym 5°, z ich wtórnym ujęciem w fałdy przechylone „postępowo". Na 60-70 cm i 88-96 cm od góry tej partii soli (wydobytej w rdzeniu o rzeczywistej długości 1,3 m) występuje warstwowo rozmieszczone zabarwienie czerwone. W górnej warstwie jest ono odgraniczone ostro od soli białej, a w dolnej warstwie przechodzi ono w nią poprzez kolor różowy. Na 8-10 cm od dołu tej partii solnej, pomiędzy dwiema warstewkami anhydrytu grubymi na 1 mm, sól ma barwę ciemnoszarą.

3236,3 (3,5)-3236,8 (3,5) m sól kamienna przezroczysta, z widocznymi powierzchniami, o upadzie 30°, rozdzielającymi poszczególne warstwy kryształów.

3236,8 (3,5)-3237 (3,5) m sól kamienna czerwona [10 cm].

Na odcinku od 3240,5 m do końcowej głębokości 3252,1 m nie wydobyto rdzenia. Sądząc z postępu wiercenia nie przebijano tu innych skał, prócz soli kamiennej.

POLSKI TYP STRATYGRAFII „PEŁNEJ" SERII CECHSZTYŃSKIEJ

Profil wiercenia Świdwin 2 nie dał, co prawda, tak subtelnej stratygrafii, jaką wypracował i wciąż jeszcze wypracowuje dla kujawskich słupów solnych J. Poborski ze swoją szkołą (Poborski 1947, 1955, 1957, Poborski, Prochazka & Wala 1956, Werner 1957). Dość jednak wyraźnie odpowiada on kujawskiemu typowi stratygrafii cechsztynu, z pełnymi cyklotemami Stassfurt i Leine, z solami potasowymi w nich obu. Jest

to przy tym profil wiercenia wykonanego w serii niezaburzonej, gdzi następstwo pionowe jest następstwem stratygraficznym. Dlatego widzie w nim można nawet swoistą kontrolę stratygrafii wypracowanej na skomplikowanych tektonicznie słupach solnych. Jest to bowiem wiercenie wykonane i opisane już w oparciu o tę nowoczesną stratygrafię w odróżnieniu od materiałów wiercenia Szubin, prowadzonego w okresie słabsze znajomości cechsztynu kujawskiego (Jentzsch 1913). Wiercenie Świdwin wprowadziło wreszcie do stratygrafii kujawskiego cechsztynu element niższe od soli starszej, dotychczas rozpoznanej w tamtejszych słupach jako najniższy kompleks.

W profilu Świdwina wydzielono następujące litostratygraficzn ogniwa cechsztynu poczynając od góry: kompleks „zubrowy", komplek „pegmatytowy", sól młodsza z pokładem kizerytowo-sylwinowym w środku, anhydryt główny, szary ił solny (dolomityczny w górze), sól starszego nawrotu, stassfurcki pokład karnalitowy, sól starsza z kizerytem, só starsza z anhydrytem, anhydryt podstawowy cyklotemu stassfurckieg dolomit główny, anhydryt „kryjący" cyklotemu Werra, sól najstarsza.

Z ustalonych w profilu Świdwina kompleksów dwa najwyższe mogą być paralelizowane na podstawie litologii z wydzieleniami J. Poborskiego, K. Prochazki i A. Wali z Solna następująco (por. wyżej str. 6):

	Oddział	Solno (Inowrocław) wg J. Poborskiego, K. Prochazki i A. Wali (1956)	Świdwin 2 wg A. Tokarskiego (1959)
Cyklotem IV (Aller) z solami najmłodszymi	górny	iłowiec solny (druzgot) zuber hematytowy sól czerwona szara	kompleks „zubrowy" z przewagą zubru czerwonego i soli czerwonej
	dolny	sól różowa przekładana anhydrytem sól jadalna różowa i biała sól warstwowana ze smużkami anhydrytu anhydryt pegmatytowy (komórkowy)	kompleks „pegmatytowy" z przewagą anhydrytu, z solą białą oraz szarą w środku

Poniżej stratygrafia Świdwina odpowiada ogólnoeuropejskiemu podziałowi litologiczno-klimatycznemu (Richter-Bernburg 1955) i nie budzi wątpliwości co do zasadniczych wydzieleń. Ważne jest natomiast dla Kujaw, że w profilu Świdwina normalny europejski podział utrzymuje się także poniżej soli starszej wykazując obecność kosmopolitycznego dolomitu głównego, przykrytego i podścielonego również typowymi kompleksami anhydrytowymi, poniżej których leży sól najstarsza. Natomiast dla

Kujaw wprowadza J. Poborski poniżej soli starszej jako element najniższy ukazujący się w skomplikowanych formach tektonicznych tzw. „zubry trzaskające" — sól z szarym iłem nagazowaną metanem. Niejasność ta na pewno zostanie usunięta w wyniku dalszych prac prof. J. Poborskiego.

Katedra Geologii
Złóż Ropy i Gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, w czerwcu 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

BROCKAMP B. 1941. Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordwestdeutschland.— Jb. Reichsanst. f. Bodenf. Bd. 61. Berlin.

CLOOS H. & ZWERGER R. 1940. Eine Schwerekarte von Polen und Bemerkungen zur südlichen Fortsetzung der Tempelburger Achse. — Oel und Kohle, Bd. 36.

DADLEZ R. 1957. Dotychczasowe wyniki badań podłoża mezozoicznego w północnej części antyklinorium pomorskiego (Preliminary note on the research of the mesozoic substratum in the NW part of the Pomeranian anticlinorium). — Kwartalnik Geol., nr 1. Warszawa.

JENTZSCH A. 1913. Der vortertiäre Untergrund des norddeutschen Flachlandes. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H. 72. Berlin.

OLCZAK T. 1953. Atlas Polski. Z. 1. Siła ciężkości (Atlas de la Pologne 1. Gravitation). Centr. Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa.

POBORSKI J. 1947. Nowsze materiały do geologii złóż solnych w Wielkopolsce (Recent contributions to the geology of salt beds in Western Poland). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 36. Warszawa.

— 1955. Złoże solne w Kłodawie (Gisement salifère en Kłodawa). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.

— 1957. Cechsztyńska struktura solna Izbica-Łęczyca (Structure salifère Izbica--Łęczyca). — Przegląd Geol. z. 1. Warszawa.

POBORSKI J., PROCHAZKA K. & WALA A. 1956. Sole potasowo-magnezowe w złożach Inowrocławia i Wapna (Potassium-magnesium salts in Inowrocław and Wapno). — Acta Geol. Pol., vol. VI/4. Warszawa.

RICHTER-BERNBURG G. 1955. Über salinare Sedimentation. — Ztschr. Dt. Geol. Ges., Bd. 105. Hannover.

SOKARSKI A. 1958. Poszukiwawcze zadania wiercenia Mogilno 1 (Mogilno 1 — exploratory drilling problem). — Nafta, nr 1. Kraków.

— 1959. Chojnicki profil cechsztynu (The profile of Zechstein of Chojnice). Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIX, z. 2. Kraków.

WERNER Z. 1957. Zagadnienie soli potasowo-magnezowej i soli kamiennej w Kłodawie (Problem of potassium-magnesium salt and common salt in Kłodawa). — Przegląd Geol. z. 1. Warszawa.

Wyniki wiercenia Radoszyce 3 (Results obtained in bore-hole Radoszyce 3). 1957. Praca zbiorowa. — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 124. Warszawa.

A. ТОКАРСКИ

ЦЕХШТЕЙН ИЗ БУРЕНИЯ ЗАЛОЖЕННОГО НА ГРАВИТАЦИОННОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЧАПЛИНКА (ПОМЕРАНИЯ)

(Резюме)

Бурение Сьвидвин 2 (фиг. 1) проведенное на гравиметрической возвышенности Чаплинка на куявско-поморском валу (фиг. 2) пробило от глубины 2000,6 м до конечной глубины 3252,1м соляную свиту цехштейна полного „куявского" типа пробивая, кроме того, главный доломит и надрезая внизу самые старые соляные отложения. Оба последних комплекса до настоящего времени не были встречаемы на территории Куяв (табл. II).

Полученный профиль центральной партии польской части средне-европейского цехштейнового бассейна, с территории отличающейся относительно простой тектонической структурой, а не — как до настоящего времени — в условиях сложной тектоники соляных куполов имеет большое значение для установления стратиграфии соляных свит цехштейна в Польше. Над цехштейном находится довольно полная свита триаса (табл. I). В бурении применялись различные методы геологической документации (таб. 1), между прочим, электростратиграфические методы (таб. 2).

A. TOKARSKI

PROSPECTING BORING OF THE ZECHSTEIN IN THE GRAVIMETRIC POSITIVE ANOMALY OF CZAPLINEK (NW POLAND)

(Summary)

The drilling of Świdwin 2 bore-hole (fig. 1), undertaken by the Polish Oil Industry, was completed at the beginning of 1957, attaining a depth of 3252.1 m.

This drilling closed the initial stage of subsurface investigation of outlooks for oil and gas prospecting in the Zechstein beds of Poland by piercing the gravimetric positive anomaly of Czaplinek which constitutes the structural culmination in the Pomeranian sector of the Kujawy-Pomerania anticlinorium (fig. 2). A section of this boring (tabl. I and charts 1-2) shows the Quaternary, Tertiary and Mesozoic deposits overlying the Zechstein beds.

Chart 1

Section of the supra-Zechstein series in the Świdwin 2 bore-hole

Stratigraphy			Interval in m.	Thickness in section in m.	Lithostratigraphic features	Dip	Number of cores and their total length in m.	Electrostratigraphic features	Logs of drilling returns	Criterion of boundary indication: top	Criterion of boundary indication: bottom	Remarks
QUATERNARY		young Quaternary sand	0–5	5	sand	–	0	none	disappearance at lower boundary	surface	drilling returns	
QUATERNARY		upper moraine	5–37	32	marly clay, yellowish-grey, with crystalline boulders, with fragments of white Cretaceous marls	–	0	PS weak, resistance strong, particularly in the lower part	characteristics distinct throughout the sector	drilling returns	drilling returns and electric logging	
QUATERNARY		fluvioglacial deposits	37–72	35	sand with quartz and crystalline gravel	–	0	PS and resistance weak	characteristics distinct throughout the sector	drilling returns and electric logging	drilling returns and electric logging	weak resistance may suggest the presence of mineralised water
QUATERNARY		upper part of lower moraine	72–87	15	marly-arenaceous clay, yellowish-grey with crystalline boulders	–	0	PS weak, resistance strong	characteristics distinct throughout the sector	drilling returns and electric logging	drilling returns and electric logging	
QUATERNARY		lower part of lower moraine	87–101	14	marly-arenaceous clay, yellowish-grey, with crystalline boulders	–	1 /1/ m.	PS weak, resistance forming a minimum	characteristics distinct for the upper part of sector	drilling returns and electric logging	core	minimum [illegible] ance suggests the presence of mineralised water
QUATERNARY		varved clays	101–152	51	grey marly silt, with alternating light and dark bands	0°	1 /6/ m.	PS and resistance lines with a number of extremes of moderate amplitude	no data	core	electric logging	
TERTIARY		Poznań silts /Pliocene/	152–167	15	grey-green silt, non calcareous, viscous, glacitectonically disturbed	50°	1 /6.5/ m.	PS line grading to distinct right-hand protrusion /at bottom of sector/, resistance line smooth		electric logging	electric logging	
TERTIARY		Miocene or Oligocene series	167–192	25	indeterminate arenaceous complex	–	0	PS line strong with closely spaced extremes, resistance line notched		electric logging	electric logging	electric logging suggests argillaceous sands or arenaceous silts
KEUPER		upper part of Gipskeuper	192–319	127	red and green, non calcareous viscous silt	5°	2 /3/ m.	PS line smooth, resistance line notched with sharp "gypsum" culmination zones on 200 m. and 257–300 m.	top indication retarded 10 m.	[illegible]	[illegible]	[illegible] culminations
KEUPER		lower part of Gipskeuper	319–354.30	35.3	red and green silt, non-calcareous, viscous, with fine-grained, red, non-calcareous sandstones, rarely with gypsum	5°	1 /5/ m.	PS and resistance lines notched	not differing from the overlying complex	electric logging	drilling returns and core	electrical logging suggests lithological connection with the underlying complex
KEUPER		Upper Lettenkohle	354.3–425	70	dark grey, non-calcareous, viscous silt	3°	1 /5/ m.	PS line notched at top as in overlying complex, distinctly shifted to the right at top but smooth at bottom. Resistance line notched as in overlying complex but extremes less closely spaced	distinctly indicated top	drilling returns and core	electric logging	
KEUPER		Lower Lettenkohle	425–457.6	32.6	fine-grained sandstones, grey, micaceous, non-calcareous, with glauconite	3°	1 /6/ m.	PS line with 3 strong extremes, resistance line notched with amplitudes greater than in the two overlying complexes	top indication retarded 23 m.	electric logging	electric logging and core	
MUSCHELKALK		Upper Muschelkalk	457.6–490	32.4	indeterminate calcareous complex	–	0	PS line notched, resistance line forming aprupt closely spaced culminations with amplitude increasing downwards	no data	electric logging and core	electric logging	this complex has been differentiated on analogies of electric logging with Wschowa and Ostrzeszów borings
MUSCHELKALK		Middle Muschelkalk	490–540	50	yellowish-grey dolomites and dark-grey dolomitic marls with anhydrite beds a few centimetres thick	3°	1 /6.5/ m.	PS line smooth, resistance lines with dense maximum culminations	top indication retarded 10 m.	electric logging	electric logging	
MUSCHELKALK		Lower Muschelkalk	540–604.15	61.75	Wellenkalk	3°	2 /4.55/ m.	PS line smooth, resistance lines with closely spaced culminations and amplitude lower than in overlying complex	top indication retarded 7 m.	electric logging	core	
BUNTER	RÖT	Upper Röt	604.15–637	32.85	nodule yellowish-grey limestones, dolomitic, with wavy red marl intercalations	3°	1 /4.95/ m.	PS line smooth, resistance lines with densely marked culminations of the same type as in overlying complex	indication of top Röt retarded 6 m., characteristics common for the whole Röt	core	electric logging	
BUNTER	RÖT	Lower Röt	637–756.70	119.70	red silts, non-calcareous, also grey dolomitic silts with gypsum laminae and with intercalations of yellow, red and green sandstones, fine-grained, non-calcareous	3°	3 /10.7/ m.	PS line notched with smooth extremes, resistance line notched with gypsum culmination zones on 660–690 m. and 725–756.7 m.		electric logging	electric logging and core	
BUNTER		Middle Bunter	756.7–1169	412.30	red sandstones, fine-grained, non-calcareous, with 1 m. intercalations of red silt locally containing anhydrite pseudo-ooliths	20°	7 /19.65/ m.	PS line with smooth extremes at the top separated by long smooth portions, resistance line notched	top indication retarded 32 m.	electric logging and core	electric logging	weak resistance suggests presence of mineralised waters
BUNTER	Lower Bunter	"a" complex	1169–1368	199	red silts, non-calcareous, with dolomite intercalation at top	3°	2 /2/ m.	PS line at top with extremes of same amplitude as in overlying complex, lower down smooth with single small indentures, resistance line notched	no data	electric logging	electric logging	
BUNTER	Lower Bunter	"b" complex	1368–1504	136	red, marly silts, rarely banded, with limestone intercalations and with dispersed anhydrite nests	3°	8 /24.1/ m.	PS line smooth, resistance line notched		electric logging	cores	
BUNTER	Lower Bunter	"c" complex	1504–1550.5	46.5	red marly silts, densely banded by limestone, imparting a red-white appearance; also intercalated anhydrite "eyelets"	3°	16 /39.80/ m.	PS line smooth with conspicuous protrusions to the left, at bottom resistance line notched with important minimum at bottom		cores	core	electrical loggings for lower portion of "c" complex vary, no matter how they have been expressed they are so far not interpreted. Lithology must play here a special role
BUNTER	Lower Bunter	"d" complex	1550.5–1575	24.50	red, fine-grained sandstones, with intercalations of red non-calcareous silt	3°	5 /14.50/ m.	PS line smooth, resistance line with maximum		core	electric logging	
BUNTER	Lower Bunter	"e" complex	1575–2000	424.2	red and green marly silts, locally non-calcareous with concentrations of banded calcareous intercalations, also with laminae and nests of anhydrite	3°	17 /32.9/ m.	PS line smooth, resistance line notched, with numerous "anhydrite" intercalations "anhydrite" culminations		electric logging	core and progress of drilling	lower boundary indicated at rapid fall of drilling tool

F
d

o
p
tl
ra
sl
st

The top Zechstein has been determined below the variegated series which is banded and intercalated by carbonates and sulphates. Below this boundary the boring pierced a Zechstein series with normal sequence of beds and relatively undisturbed position. We have here one of the thickest Middle-European Zechstein series, even though its bottom has not as yet been penetrated (tabl. II).

The "zuber" (salt breccia) and "pegmatite" complexes are uppermost in the here considered Zechstein series shown in the section of Świdwin 2 bore-hole. They may be correlated with the upper (zuber) and lower (with intercalations of anhydrite) sectors of Aller cyclothem adopted by J. Poborski and his collaborators (Poborski & Prochazka & Wala 1956) for the Kujawy sector of the Kujawy-Pomerania anticlinorium. Lower down the sequence of the Zechstein complexes agrees with the standard lithologo-climatic stratigraphy of Zechstein beds in Middle-Europe and Kujawy (Poborski 1947, 1955, Richter-Bernburg 1955). More lower stratigraphic horizons of the Zechstein have been penetrated by the Świdwin drilling which reached the salt beds of the Werra cyclothem than by the salt mines in the Kujawy area which have only reached the bottom of the Stassfurt salt cyclothem. This boring indicates the extension of the thick saline formation of the Kujawy Zechstein to Pomerania and the minimum width of the central part of the Polish sector in the Middle-European Zechstein basin.

The here considered bore-hole sunk by the Polish Oil Industry has accomplished an important task. It provides a "full" section of the Zechstein saline formation in the central part of the Polish sector of the Middle-European Zechstein basin. The section contains potassium salt beds of the Stassfurt and Leine cyclothems, as well as thick "zuber" (salt breccia) beds of the Aller cyclothem, typical of the cited central sector only. It has been ascertained in a normal structure, different from the tectonically complicated structure of the Kujawy salt domes (Poborski 1947, 1955, 1957, Werner 1957) whose material it supplements. Jointly with data from the Kujawy area it provided evidence for subsequent correlation of recent Zechstein boring in the Polish sector of the basin, from its SW border belt near the Sudeten Mountains to the periphery of the East-European platform in the east (Tokarski 1958, 1959). This correlation has shown analogous facial changes on both sides of the central belt. They consist in the formation of an "anhydrite monolite" Werra dolomite (so far not recorded in sections from the central sector) and below red silts replacing the entire Aller cyclothem. The monolite is in its lower part divided into the cyclothems of Werra and Stassfurt by a series of dolomite intercalations equivalent to the "main dolomite". In the uppermost part of the monolite the Leine cyclothem is emphasised

in its base by grey siltstone intercalations — the grey salt clay — to the east with platy dolomite in its top part. Also below the Werra dolomite, the black Lower Zechstein pelite and the underlying white sandstone "Weissliegendes" occurred analogously within both marginal zones of the Polish Zechstein. Moreover, still farther peripherally in both zones, the dolomite from the Werra cyclothem graded into a bryozoan reef.

The Zechstein palaeogeography of Central and Northern Poland has been studied on evidence supplied by the profile of the Świdwin boring and the earlier (Jentzsch 1913) Szubin boring which had pierced the Stassfurt potassium beds, as well as on sections from the Kujawy salt domes. Data obtained from these borings have likewise contributed to the clearing up of bitumen prospecting problems within the Polish Zechstein series. The "main dolomite" has been indicated as the regional migration horizon on signs of bitumina or on its water logs in depressed areas — among others within the Świdwin profile permeated by the odour of H_2S characteristic of the "main dolomite". — This complex regionally wedges out to the peripheries of the Polish sector of the Zechstein depression. Its ascertained or hypothetical occurrence in a number of structures — in the mean time determined by seismic drill methods (Tokarski 1958, 1959) — provides sound grounds for prospecting borings.

Department of Geology
of the Oil and Natural Gas Resources
at the College of Mining & Metallurgy Engineering
Kraków, June 1958

HENRYK JURKIEWICZ i PIOTR KARNKOWSKI

O wieku warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej w okolicy Gorlic

STRESZCZENIE: W pracy niniejszej podano wyniki badań mikrofaunistycznych górnej części warstw inoceramowych z rejonu Gorlic. Na podstawie charakterystycznych zespołów otwornic udokumentowano przynależność stratygraficzną powyższych warstw, przydzielając serię piaskowcową i piaskowcowo-łupkową do górnej kredy, a serię łupkową do paleocenu. Udokumentowano również ciągłość sedymentacji pomiędzy górną kredą a trzeciorzędem.

WSTĘP

Zagadnieniem wieku warstw inoceramowych w rejonie magurskim zajmowało się wielu paleontologów i geologów (patrz lit. cytowana). Pomimo licznych dyskusji na powyższy temat, wiek warstw inoceramowych nie został definitywnie ustalony. Warstwy inoceramowe zaliczane są obecnie do górnej kredy. Jednak brak wyraźnych różnic litologicznych między tymi warstwami uważanymi za kredowe a podobnymi do nich warstwami zaliczanymi do paleogenu, nasunął przypuszczenie, że górna część warstw inoceramowych może należeć do paleogenu.

Celem naszych badań było ustalenie stratygrafii warstw inoceramowych na podstawie ich cech litologicznych oraz badań mikrofaunistycznych, prowadzonych w różnych punktach występowania serii inoceramowej w jednostce magurskiej. Poza tym chodziło nam o wykazanie związku pomiędzy poszczególnymi facjami składającymi się na kompleks warstw inoceramowych i zespołami mikrofaunistycznymi występującymi w tych facjach. Na szczególną uwagę zasługuje tu górna partia warstw inoceramowych składających się z szarozielonych i zielonych łupków z wkładkami łupków ciemnych, przeważnie bezwapnistych. Seria ta łudząco przypomina pstry paleogen i wykazuje łączność sedymentacyjną z powyższą serią. W trakcie naszych badań szczególną uwagę zwróciliśmy na tę właśnie serię tj. na górną partię warstw inoceramowych i spągową część pstrego paleogenu.

Z problemami stratygrafii serii magurskiej zetknęliśmy się bliżej, współpracując przy opracowaniach wierceń prowadzonych przez Przemysł Naftowy pod kierownictwem geologicznym prof. A. Tokarskiego. Jego opracowania rękopiśmienne z szeregu wierceń wykorzystaliśmy w niniejszej pracy.

Pragniemy podziękować prof. A. Tokarskiemu za życzliwą pomoc i przejrzenie niniejszej pracy oraz prof. H. Świdzińskiemu za konsultacje terenowe.

HISTORIA BADAŃ GEOLOGICZNO-PALEONTOLOGICZNYCH

Pierwsze wzmianki o badaniach geologicznych płaszczowiny magurskiej pochodzą z lat 1880-1881. Wzmianki te cytowane przez O. Wyszyńskiego (1939) dotyczą przede wszystkim Ropy.

V. Uhlig (1882) podaje spis dużych otwornic pochodzących z pstrego eocenu rejonu Ropy, a następnie (1883) w pracy dotyczącej obszarów Świątkowej Wielkiej i Ropy Ruskiej wydzielił dwa ogniwa kredy — dolne (warstwy ropianieckie) oraz środkowe i górne (piaskowiec bryłowy uważany przez tegoż autora za odpowiednik piaskowca jamneńskiego we wschodnich Karpatach).

W. Walter i H. Dunikowski (1882-1883) wprowadzili podział stratygraficzny warstw ropianieckich zbliżony do dzisiejszego, tzn. zaliczyli warstwy ropianieckie, uważane przez Paula i jego zwolenników za neokom, do kredy górnej, a leżące nad nimi pstre łupki hieroglifowe — do eocenu. Z dalszych prac w rejonie Świątkowej Wielkiej należy wymienić opracowanie tego rejonu przez Szajnochę (1896), przeznaczone do atlasu geologicznego Galicji. Odrzucił on jednak słuszne poglądy swych poprzedników przyjmując stary podział stratygraficzny Paula i Uhliga (1883), przez co praca ta nie daje właściwego obrazu budowy geologicznej.

Z nowych badań geologicznych wykonanych w rejonie jednostki magurskiej należy wymienić prace H. Teisseyre'a (1934) w okolicy Ropienki oraz w południowej części siodła Świątkowa-Huta Polańska.

W latach 1930-1932 na omawianym obszarze pracował B. Böhm (1931, 1932), przyjmując za najstarszy poziom stratygraficzny w rejonie płaszczowiny magurskiej dolną kredę facji świątkowskiej. Opisuje ją jako kompleks piaskowcowo-łupkowy o swoistych cechach petrograficznych i litologicznych, leżący w spągu warstw inoceramowych. H. Świdziński (1931, 1932) potwierdza wyniki badań swego poprzednika, a szczególnie opisane przez Böhma warstwy kredy nazywa łupkami grybowskimi (dolno-kredowymi).

Prac mikropaleontologicznych i w ogóle paleontologicznych z regionu magurskiego mamy bardzo niewiele. Pierwszą pracą paleontologiczną jest publikacja J. Grzybowskiego (1901). Wymieniony autor podaje listę mikrofauny znalezionej w warstwach inoceramowych. Na podstawie tych kamieniałości uważa, że warstwy inoceramowe wraz z górno-eoceńskimi łami mogą reprezentować jednolity kompleks i częściowo muszą obejmować również dolny eocen, a także i górną kredę. Zdaniem Grzybowskiego najdowane okruchy inoceramów mogą być na wtórnym złożu, gdyż spotykał je w wielu przypadkach wraz z numulitami.

M. Dylążanka (1923) podaje listę mikrofauny znalezionej w kamieniołomie w Szymbarku oraz wyciąga stratygraficzne wnioski dotyczące wieku warstw inoceramowych. Szczegółowym omówieniem prac paleontologicznych wyżej wymienionych autorów zajmiemy się w osobnym rozdziale.

K. Mrozek (1951) wykonał zdjęcie geologiczne okolic Świątkowej Wielkiej i Świerzowej Ruskiej, wydzielając w stropie warstw inoceramowych kompleks plastycznych, zielonkawych łupków, które — zdaniem autora — mogłyby należeć do paleocenu.

Ostatnio ukazała się praca H. Kozikowskiego (1956b), w której omawia on geologię płaszczowiny magurskiej okolic Gorlic. Analizując wyniki badań mikropaleontologicznych J. Grzybowskiego (1901) i M. Dylążanki (1923) autor ten doszedł do wniosku, że wiek górnej części warstw inoceramowych można określić w granicach od paleocenu po dolny eocen.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OKOLIC GORLIC

Górna kreda

Najniższe znane nam warstwy płaszczowiny magurskiej zaliczane są obecnie do górnej kredy. Jak wykazały ostatnie badania H. Kozikowskiego (1956b), występująca poniżej tzw. szara i czarna kreda nie należą już do niższych ogniw jednostki magurskiej, lecz do paleogenu jednostki Ropy-Pisarzowej.

W obecnym stanie wiedzy widzimy więc powrót do starszych poglądów V. Uhliga, E. Dunikowskiego, R. Zubera i S. Weignera.

Warstwy inoceramowe zwane też przez Uhliga ropianieckimi, należą do górnej kredy — piętra od turonu do senonu, a nawet do danu (Dylążanka 1923). Wiek ich został określony na podstawie rzadko spotykanych skorup inoceramów oraz udokumentowany mikrofaunistycznie przez M. Dylążankę, J. Grzybowskiego (1901) i J. Syniewską. Charakterystyczny zespół mikrofaunistyczny stanowią: *Nodellum velascoense,*

Dendrophrya excelsa, D. robusta, D. latissima, Trochamminoides (różn gatunki), *Hormosina ovulum* (duże okazy).

Warstwy inoceramowe składają się przeważnie z piaskowców kwar cowych drobnoziarnistych (średnica ziarn 0,1-0,5 mm), o niejednakowe selekcji, spojonych lepiszczem wapnistym, rzadziej ilastym. Liczne te są w nich blaszki muskowitu i ziarenka glaukonitu. W piaskowcach znaj dują się miejscami wkładki marglistych szarych lub szarozielonawych łupków. W partiach łupkowych, a rzadziej piaskowcowych, występuj wkładki szarokremowych margli z licznymi fukoidami.

Jak widać z powyższego opisu, w warstwach inoceramowych możn wyróżnić trzy ogniwa litologiczne. Najniższa część tych warstw jest pia skowcowa lub piaskowcowo-łupkowa. Wyżej leżą piaskowce średnio- i gru boławicowe, najwyższe zaś ich ogniwa tworzy kompleks łupkowy (fig. 1)

Paleocen

Na kompleks paleoceński składają się łupki szare, niekiedy też sza rozielonawe, przechodzące ku górze w partię bardziej ilastych i plastycz nych zielono-brunatnych łupków. Oprócz łupków ilastych występują t także łupki margliste barwy stalowoszarej. W całym kompleksie obser wuje się prawie zawsze płaszczyzny zlustrowań.

W serii tej piaskowce są bardzo nieliczne, a te które występują za wierają często dużo zielonkawego detrytusu łupkowego i glaukonitu, na dających im barwę zielonkawą. Oprócz tego typu piaskowców zdarzaj się też wkładki piaskowców szarych, wapnistych, drobnoziarnistych, mi kowych, kruchych, o teksturze skorupowej lub warstwowej z częstym strzałkami kalcytowymi, a więc niczym megaskopowo nie różniących si od leżących poniżej warstw inoceramowych. Również i tutaj, podobnie ja w leżących niżej łupkach inoceramowych, spotyka się cienkie (do 5 cm wkładki kremowych margli fukoidowych.

Całość tej serii podobna jest więcej do zielonych łupków eoceń skich, aniżeli do warstw inoceramowych. Dlatego też warstwy te począt kowo przyjmowaliśmy w niektórych wierceniach w Świątkowej Wielkie a później w Bodakach za eoceńskie. Jednakże stosunkowo duża ich miąż szość (w wierceniu Bodaki 1 ok. 300 m), a także brak w nich czerwonych łupków, które są charakterystyczne dla eocenu, budziły wątpliwości c do przynależności stratygraficznej tej serii.

Badania mikrofaunistyczne wykonane w Laboratorium Działu Geo logii Jasielskiego Przedsiębiorstwa Geologicznego przyniosły nowe oświet lenie tego zagadnienia. Okazało się, że zespół faunistyczny znaleziony w tej serii (*Glomospira grzybowskii* [1], *Spiroplectammina biformis, Rzeha*

[1] Opis tego nowego gatunku zostanie podany w innym opracowaniu.

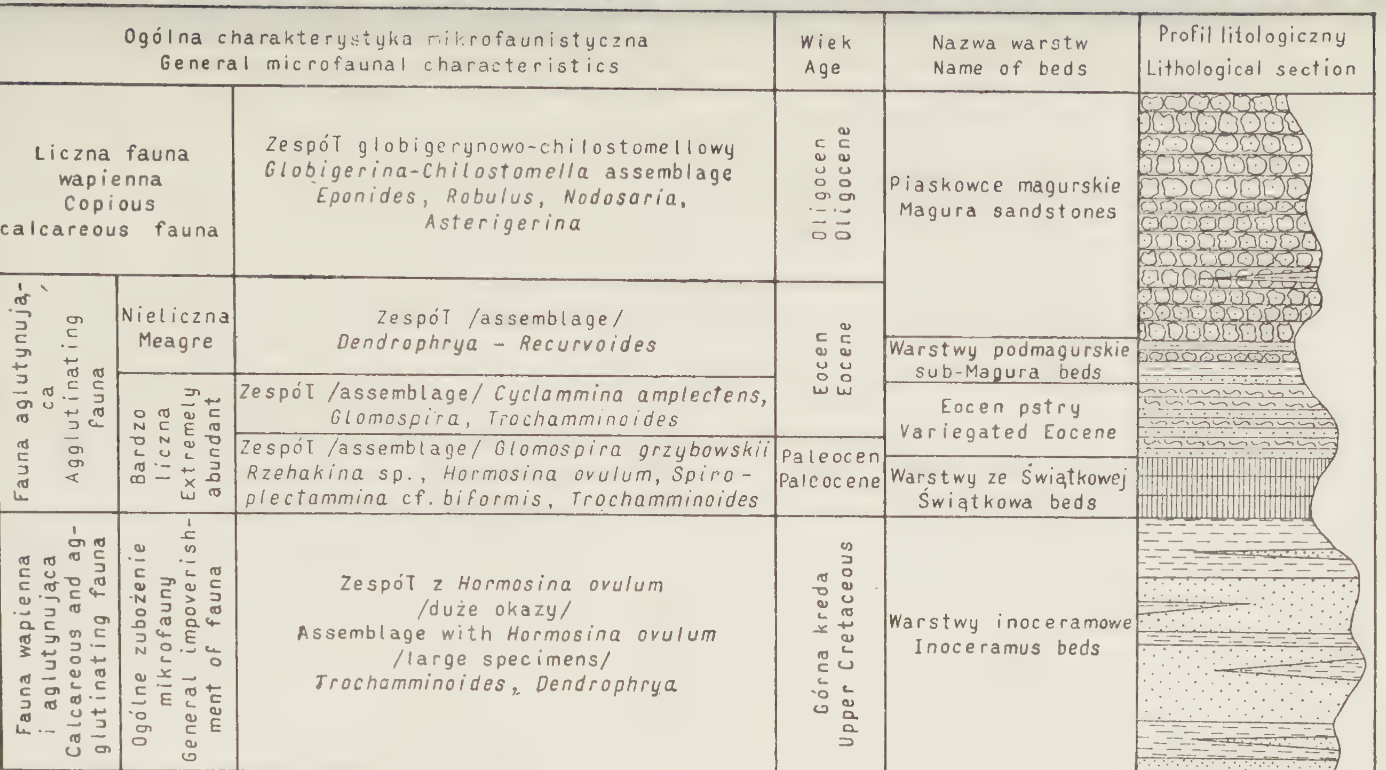


Fig. 1

Syntetyczny profil stratygraficzno-litologiczny płaszczowiny magurskiej w rejonie Bodaki—Świątkowa Wielka

Synthetic stratigrapho-lithological section of the Bodaki—Świątkowa Wielka area in the Magura nappe

kina epigona, Hormosina ovulum, Saccamminoides carpathicus) nie jest typowy ani dla warstw inoceramowych, ani dla eoceńskich, a raczej dla paleocenu. Zagadnieniu temu będzie poświęcona dalsza część niniejszej pracy.

Uznane później za paleoceńskie zielone i brunatne łupki poznaliśmy najpierw w wierceniach ze Świątkowej Wielkiej (1954 r.), a następnie w Bodakach (1955 r.). Występowanie warstw tego typu stwierdziliśmy potem w szeregu innych miejscowości, jak Folusz, Bednarka, Pielgrzymka i Grybów, co wskazuje na ich szerszy regionalny zasięg.

Makroskopowe wyróżnienie warstw paleoceńskich w terenie jest trudne, ponieważ granice tego zespołu nie są wyraźne. Pomocne są więc tutaj badania mikrofaunistyczne.

Systematyczne wydzielanie wyżej scharakteryzowanego paleocenu w jednostce magurskiej pozwoli na określenie jego paleogeograficznego zasięgu.

Eocen

Zielone łupki paleoceńskie przechodzą ku górze w pstre łupki eoceńskie. Granica ta nie jest wyraźna, gdyż zielone iłołupki eoceńskie, którymi rozpoczyna się zazwyczaj ta seria, zawierają często jeszcze mikrofaunę paleoceńską.

Miąższość pstrego kompleksu eoceńskiego wynosi ok. 150 m. Są to plastyczne iłołupki czerwone (przeważnie w stropie) oraz zielone (w dolnej części serii), wśród których pojawiają się wkładki piaskowców drobnoziarnistych, często krzemionkowych z licznymi ziarnami glaukonitu.

W eoceńskich utworach tego obszaru na ogół nie obserwuje się osadów marglistych, które charakterystyczne są dla warstw inoceramowych. Warstwy eoceńskie, ze względu na zawarte w nich wkładki piaskowców z hieroglifami, zwane są też warstwami hieroglifowymi. Makrofauny nie zawierają. Z mikrofauny oznaczone są charakterystyczne otwornice *Cyclammina amplectens*, *Glomospira* i *Trochamminoides*.

Od pstrych iłołupków eoceńskich (zazwyczaj czerwonych) wyraźnie odcinają się łupki barwy ciemniejszej lub szarej, a niekiedy szarozielonkawej, nazwane podmagurskimi, zaliczone jeszcze do górnego eocenu. Miąższość ich nie przekracza 80 m. Od warstw pstrego eocenu są one twardsze, mniej plastyczne. Posiadają dość dobrą blaszkowatą łupliwość, są nieco krzemionkowe i wapniste. Znalezione tu otwornice (zespół *Dendrophrya — Recurvoides*) pozwalają na postawienie granicy między pstrym eocenem, a warstwami podmagurskimi.

Oligocen

Dolna część warstw magurskich należy jeszcze do górnego eocenu, wyższa zaliczana jest już do oligocenu. Składają się one ze zbitych piaskowców, zbudowane przede wszystkim z ziarn źle obtoczonego i źle wysortowanego kwarcu drobnoziarnistego, choć niekiedy występują w nich również wkładki żwirowate. Oprócz kwarcu zdarzają się tu ziarna skaleni. Przede wszystkim jednak charakterystyczna jest duża ilość glaukonitu, który nadaje tym piaskowcom nakrapiany wygląd i zielonkawą barwę. Piaskowce te są silnie scementowane spoiwem przeważnie krzemionkowym i są bardzo twarde. Najwyższa część warstw magurskich złożona jest z cienkich i grubych (od 20 cm do 5 m) ławic piaskowców. Łączna ich miąższość wynosi około 200 m. Często przewarstwione są one jeszcze łupkami barwy brunatno-zielonkawej lub szarej, podobnymi do warstw podmagurskich. Łupki te nie tworzą jednak stałych regularnych warstw, nie można przeto ustalić ich pozycji stratygraficznej.

W warstwach magurskich, szczególnie w ich partiach łupkowych, występuje liczna mikrofauna. Z dolnej ich części znane są numulity opisane przez F. Biedę (1946, 1949), który na podstawie tych dużych otwornic zaliczył je do eocenu. W górnych ogniwach piaskowców magurskich numulity zanikają, natomiast zaczynają się pojawiać liczne małe otwornice wapienne. Dla piaskowców magurskich charakterystyczny jest zespół globigerynowo-chylostomellowy znaleziony w otworze Pielgrzymka 3. Liczne są też formy *Eponides, Robulus, Nodosaria* i *Asterigerina*, reprezentujące oligocen.

Miąższość wszystkich warstw płaszczowiny magurskiej nie jest dokładnie znana. Lepiej poznana została ona w partii brzeżnej — w Szalowej, Harklowej, w Męcinie Wielkiej i w Woli Cieklińskiej, gdzie przebijano ją do głębokości około 700 m. W wierceniu w Bodakach, położonych [illegible] km na S od Męciny Wielkiej, stwierdzono 1156 m pozornej miąższości starszych utworów płaszczowiny magurskiej (bez warstw magurskich i podmagurskich). W świetle dzisiejszych danych wiercenie to usytuowane zostało na warstwach paleoceńskich. Uwzględniając średni upad warstw od 60°-70°, realna miąższość przewierconego kompleksu wyniesie około [illegible]00 metrów.

TEKTONIKA

W budowie płaszczowiny magurskiej okolic Świątkowej, Pielgrzymki, Bednarki i Grybowa można wyróżnić dwoistość stylu tektonicznego (Świdziński 1953), który jest odmienny w części zewnętrznej — bliżej brzegu nasunięcia, niż w bardziej południowej partii wewnętrznej.

Charakterystyczną cechą *brzeżnej części* (zewnętrznej) jest pojawienie się na powierzchni starszych, kredowych i paleoceńskich warstw, wśród których w oknach tektonicznych w Świątkowej, Ropie, Sękowej, Pisarzowej, Ujściu Gorlickim, ukazują się na powierzchni warstwy grybowskie jednostki podmagurskiej. Zjawisko to pozostaje z pewnością w związku z występowaniem w głębi niższych spiętrzonych struktur, na które nasunęła się po oligocenie płaszczowina magurska.

Na podstawie wierceń w Bednarce stwierdzono, że jednostka Ropy-Pisarzowej nasunięta jest z kolei na niższą jednostkę dukielsko-michowską. Ta znów nasunięta jest na jednostkę śląską (fig. 9).

W wewnętrznej części płaszczowiny magurskiej, na południe od strefy wypiętrzeń i okien tektonicznych, nie występują na powierzchni utwory starsze od eoceńskich łupków pstrych (Świdziński 1953). Rejon ten zbudowany jest z warstw pstrego eocenu, z warstw podmagurskich i magurskich.

Zewnętrzna strefa ze względu na swoją budowę budzi duże zainteresowanie w poszukiwaniu złóż ropnych, gdyż wszędzie na elewacjach kredowych oraz w oknach tektonicznych stwierdzono tutaj ślady ropy. Z warstw inoceramowych produkuje tu jeszcze ropę kilka kopalń, a w ubiegłym stuleciu i z początkiem XX-go wieku istniało tu bardzo dużo kopanek i wierceń.

Obszar okien tektonicznych zaznacza się dużym niedoborem siły ciężkości, do 50 miligali w okolicy Łosia. Ta wielka depresja pozostaje, naszym zdaniem, w związku z obecnością wgłębnej masy lekkich skał osadowych, zapewne porowatych, interesujących ze względu na możliwości roponośne. Zasadniczym jednak zagadnieniem, dotyczącym tektoniki omawianego obszaru, jest potwierdzenie ciągłości sedymentacyjnej pomiędzy kredą a trzeciorzędem (Świdziński 1947), co dokumentujemy w dalszej części pracy.

W paleocenie w strefie magurskiej panował względny spokój tektoniczny, bowiem na większej przestrzeni spotykamy się z występowaniem osadów morskich. Podobnie w obrębie jednostki śląskiej F. Bieda (1951) i S. Geroch (1955) wykazują istnienie paleocenu na podstawie dokumentacji mikrofaunistycznej.

MIKROFAUNA WARSTW INOCERAMOWYCH

Ponieważ pozycja stratygraficzna warstw inoceramowych nie jest do dziś z całkowitą pewnością rozstrzygnięta, pobraliśmy cały szereg próbek, szczególnie z górnej partii warstw inoceramowych, celem ustalenia przejść od warstw kredowych do trzeciorzędu. Do tego celu wykorzystano nagromadzony materiał geolo-

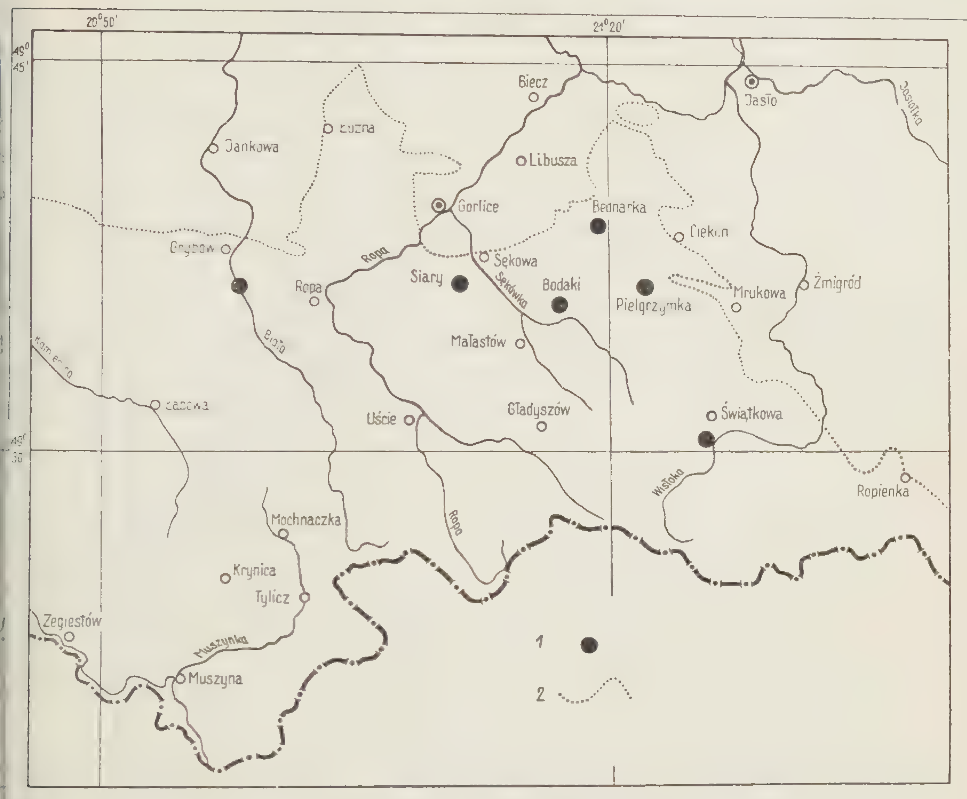


Fig. 2

Szkic sytuacyjny miejsc pobrania próbek do analiz mikrofaunistycznych

miejsca pobrania próbek do analiz mikrofaunistycznych, *2* granica nasunięcia jednostki magurskiej

Sketch map of microfaunal sampling sites

1 microfaunal sampling sites, *2* overthrust boundary of the Magura unit

iczno-paleontologiczny z prowadzonych w obrębie jednostki magurskiej wierceń eologiczno-poszukiwawczych oraz pobrano próbki w kilku profilach terenowych 'ig. 2) z warstw, stanowiących przejście od pstrej serii paleoceńskiej do szarozie-)nkawego zespołu, z górnych warstw inoceramowych.

Opracowano pod względem mikrofaunistycznym próbki z następujących pro-lów terenowych i wierceń:

Profil rzeki Płowianki i Białej w Grybowie (fig. 3 i 4),
„ potoku „X" w Świątkowej (fig. 5 i 6),
„ potoku „Y" w Świątkowej (fig. 7),

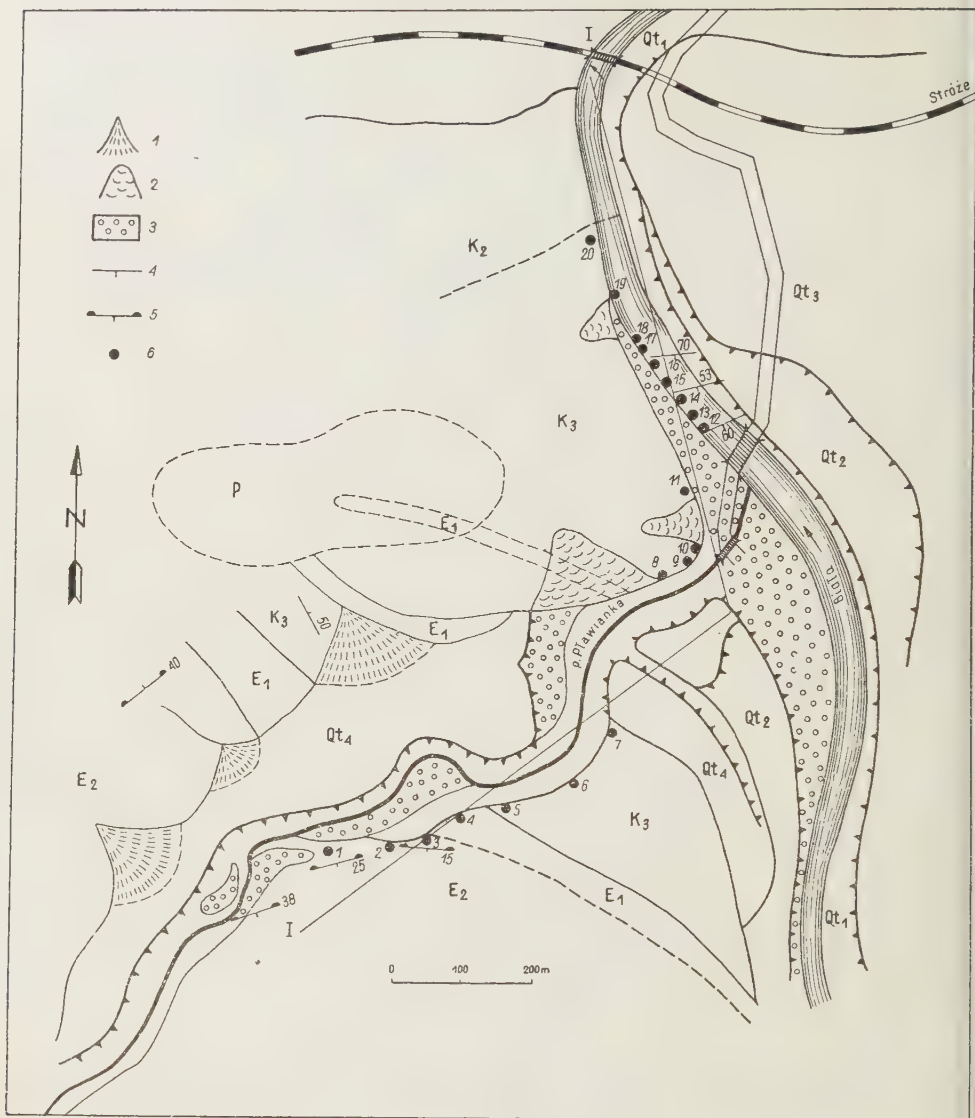


Fig. 3

Wycinek mapy geologicznej w okolicach Grybowa nad rzeką Białą (wg H. Świdzińskiego)

Qt_1 tarasy współczesne, Qt_2 tarasy staro-holoceńskie, Qt_3 tarasy plejstoceńskie młodsze, Qt_4 warstwy plejstoceńskie starsze, *P* taras plioceński, E_2 warstwy beloweskie (hieroglifowe), E_1 czerwone iły łupkowe, K_3 warstwy inoceramowe, K_2 szare łupki i piaskowce skorupowe, *1* stożki napływowe, *2* osuwiska, *3* żwirowiska rzeczne, *4* upady warstw, *5* położenie hieroglifów dolnych, *6* miejsca pobrania próbek do analiz mikrofaunistycznych

4. „ potoku „Z“ w Świątkowej (fig. 8),
5. Wiercenie Siary
6. „ Bodaki (fig. 9),
7. „ Bednarka (fig. 9),
8. „ Pielgrzymka,
9. „ Świątkowa (fig. 10).

Profil rzeki Płowianki i Białej

Z profilu tego pobrano 20 próbek do analizy mikrofaunistycznej (fig. 3 i 4). Próbki oznaczone numerami 1-3 pochodzą z tzw. warstw hieroglifowych. Są to łupki szare i szarozielonkawe, margliste, przeławicone piaskowcami cienkoławicowymi, szarymi lub szarozielonawymi, drobnoziarnistymi o spoiwie krzemionkowym lub wapnistym, z dużą ilością hieroglifów.

Próbki pobrane z łupków zawierały nieliczną faunę aglutynującą, składającą się z form:

Ammodiscus ex gr. *incertus* d'Orb.	R*	*Reophax ovuloides* Grzyb.	R
Trochamminoides deformis (Grzyb.)	R	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	R
Dendrophrya robusta Grzyb.	E	*Glomospira* sp.	R
D. latissima Grzyb.	R	*Cystammina pauciloculata* (Brady)	R
Rhabdammina abyssorum M. Sars	A	*Rzehakina* ex gr. *epigona* (Rzk)	R
R. linearis Brady	F	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)	R
Hormosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	R		

*A — bardzo licznie (aboundant), C — licznie (common), F — nielicznie (frequent), *R* — rzadko (rare)

Wiek powyższego zespołu jest prawdopodobnie paleoceński. Próbka nr 4 pochodzi z łupków czerwonych graniczących od góry z warstwami hieroglifowymi, od dołu zaś z serią szaro-zielonawą zaliczaną do warstw inoceramowych. Zespół fauny otwornicowej jest ubogi i składa się z następujących form:

Ammodiscus ex gr. *incertus* d'Orb.	R	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	F
Recurvoides walteri (Grzyb.)	F	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	C
Recurvoides sp.	F	*R. linearis* Brady	R

Jak widać z wyżej wymienionych form, fauna ta jest niecharakterystyczna, a zatem wieku tego zespołu otwornic nie da się ściśle ustalić.

Począwszy od próbki nr 4 w dół potoku Płowianka aż do mostu na rzece Białej pobrano siedem próbek oznaczonych numerami od 5 do 11. Na odcinku tym odsłonięcie warstw było bardzo słabe. Toteż pobrano próbki przeważnie z osuwisk z łupków szaro-zielonych i brunatnych, nieco wapnistych lub bezwapnistych. Po przeszlamowaniu próbek wybrano stąd następujący zespół otwornicowy:

Sector of geological map at Grybów on the Biała stream
(after H. Świdziński)

Qt_1 recent terraces, Qt_2 old Holocene terraces, Qt_3 younger Pleistocene terraces, Qt_4 older Pleistocene terraces, *P* Pliocene terrace, E_2 Beloweskie beds (hieroglyph), E_1 red slate clays, K_3 Inoceramus beds, K_2 grey slates and convolute sandstones, *1* alluvial cones, *2* slumps, *3* fluvial gravels, *4* dip of beds, *5* position of lower hieroglyphs, *6* microfaunal sampling sites

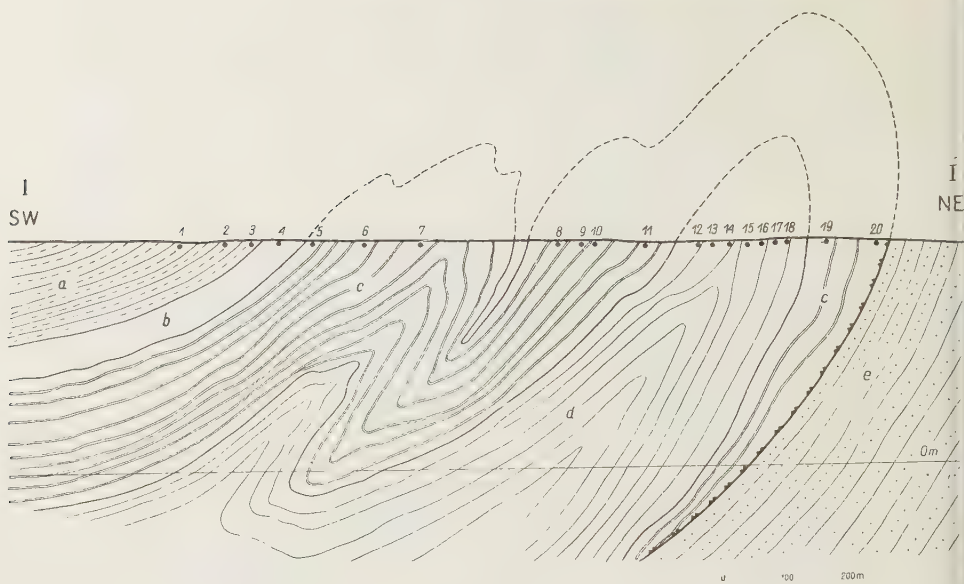


Fig. 4

Przekrój geologiczny I-I na S od Grybowa w rejonie rzeki Białej i Płowianki

a warstwy beloweskie, *b* iłołupki czerwone — eocen?, *c* łupki szare i szaro-zielonkawe z wkładkami piaskowców cienkoławicowych — paleocen, *d* warstwy inoceramowe — górna kreda, *e* warstwy krośnieńskie — oligocen

Geological section I-I of the Biała and Płowianka streams area S of Grybów

a Beloweskie beds, *b* red clay slates — Eocene?, *c* grey and grey-green shales with intercalations of thin-bedded sandstones — Paleocene, *d* Inoceramus beds — Upper Cretaceous, *e* Krosno beds — Oligocene

Hormosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
Recurvoides walteri (Grzyb.)	R	*Glomospira charoides* (J. & P.)	R
Trochamminoides coronatus (Grzyb.)	R	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	C
T. deformis (Grzyb.)	R	*D. latissima* Grzyb.	A
T. subcoronatus Rzk	F	*D. excelsa* Grzyb.	F
Saccammina placenta (Grzyb.)	F	*Haplophragmium* sp.	R
Lituotuba sp.	R	*Reophax guttifera* var. *scalaris* Brady	R
Plectina conversa (Grzyb.)	R	*Reophax* sp.	R
Cystammina pauciloculata (Brady)	R	*Nodellum velascoense* (Cushm.)	R
Ammodiscus sp.	R	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	F

Powyższy zespół mikrofauny jest prawdopodobnie wieku paleoceńskiego.

Próbki od numeru 12-18 pobrano z profilu rzeki Białej, poniżej mostu na szosie Grybów-Krynica w rzece Białej (fig. 3), z łupków szarozielonawych i brunatnych (słabo marglistych), występujących wśród piaskowców cienko- i średnioławicowych, miejscami gruboławicowych szarych lub szaroniebieskawych, przeważnie mikowych o lepiszczu wapnistym, bardzo rzadko krzemionkowym. Z próbek tych pochodzi bardzo uboga aglutynująca fauna:

Dendrophrya robusta Grzyb.	A	*Ammodiscus tenuissimus* Grzyb.	R
D. excelsa Grzyb.	F	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	R
Hormosina ovulum (Grzyb.) duże okazy	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
H. latissima Grzyb.	C	*Trochamminoides deformis* (Grzyb.)	R
Rhabdammina linearis Brady	F	*Trochamminoides* sp.	R
R. abyssorum M. Sars	F	*Reophax* sp. (ułamek)	R

Wiek powyższego zespołu jest prawdopodobnie górno-kredowy.

W próbkach nr 19 i 20 pobranych z szarozielonych nieco zwietrzałych łupków widocznych w stromym brzegu rzeki Białej, powyżej mostu kolejowego została znaleziona bardzo nieliczna aglutynująca fauna:

Ammodiscus ex gr. *incertus* d'Orb.	R	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)	F
Dendrophrya robusta Grzyb.	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
D. latissima Grzyb.	F	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	R
Rhabdammina abyssorum M. Sars	F	*Nodellum velascoense* (Cushm.)	R
R. linearis Brady	R		

Zespołowo fauna ta podobna jest do fauny występującej w próbkach od 11-15 zaliczonej uprzednio do paleocenu.

Profil potoku „X" w Świątkowej

W profilu tym (fig. 5 i 6)[1] występują łupki szare i szaroniebieskawe, przeważnie margliste z wkładkami piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych, szarozielonkawych lub niebieskawych, mikowych o spoiwie wapnistym.

Do analizy mikrofaunistycznej pobrano z tego profilu tylko trzy próbki oznaczone numerami 9a, 10a i 15, z których oznaczono następujący zespół otwornicowy:

Trochamminoides deformis (Grzyb.)	F	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	R
Trochamminoides sp.	R	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	F
Dendrophrya robusta Grzyb.	C	*Hormosina ovulum* (Grzyb.) duże okazy	F
D. excelsa Grzyb.	F		

Powyższy zespół jest bardzo ubogi i brak w nim przewodnich form, na podstawie których można by określić ściśle jego wiek. Występowanie dużych okazów *Hormosina ovulum* wskazuje na kredowy wiek tego zespołu, gdyż otwornicy tej nie spotyka się w trzeciorzędzie.

Profil potoku „Y" w Świątkowej

Z profilu tego pobrano 14 próbek do analizy mikrofaunistycznej z następujących warstw (fig. 7):

a) próbki oznaczone numerami 16 i 17 pobrano z pstrych iłołupków paleogeńskich kontaktujących z szarozieloną facją górnych warstw inoceramowych. Fauna otwornicowa w tych próbkach była bardzo liczna:

Saccammina placenta (Grzyb.)	C	*Glomospira grzybowskii* n. sp.	F
Trochamminoides coronatus (Grzyb.)	F	*Reophax* sp. (ułamki)	F
T. irregularis White	C	*Ammodiscus* sp.	R
T. deformis (Grzyb.)	F	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	A
Trochamminoides sp.	F	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)	F

[1] Granice nasunięć jednostki magurskiej i Ropy-Pisarzowej na fałdy dukielsko-michowskie wyznaczono na podstawie wierceń geologiczno-poszukiwawczych.

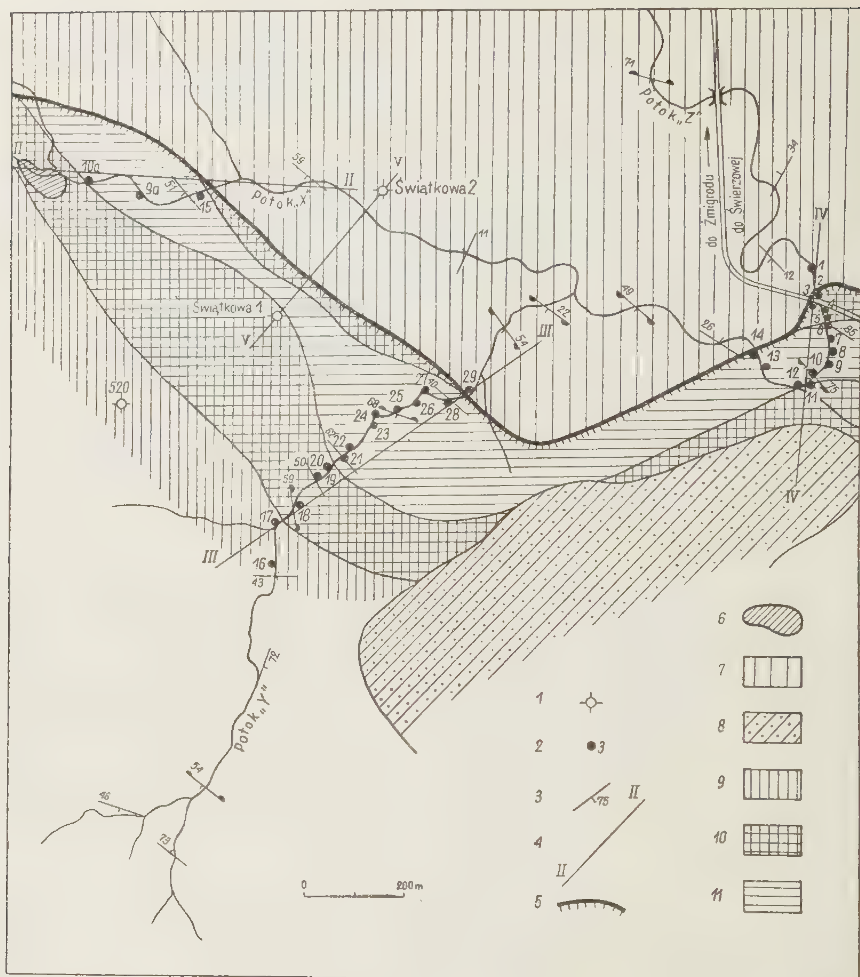


Fig. 5

Wycinek mapy geologicznej z okolic Świątkowej Wielkiej. Okno tektoniczne wg K. Mrozka

1 otwory wiertnicze, *2* punkty pobrania próbek na mikrofaunę, *3* upad warstw, *4* linie przekrojów, *5* granica nasunięcia płaszczowiny magurskiej, *6* wapienny porwak tektoniczny, *7* okno tektoniczne — warstwy grybowskie. Płaszczowina magurska: *8* piaskowce magurskie — oligocen, *9* łupki pstre — eocen, *10* warstwy ze Świątkowej — paleocen, *11* w-wy inoceramowe — górna kreda, *II-V* linie przekrojów geologicznych (fig. 5-8)

Sector of geological map of Świątkowa Wielka area. Tectonic window after K. Mrozek

1 bore-holes, *2* microfaunal sampling sites, *3* dip of beds, *4* lines of sections, *5* overthrust boundary of Magura nappe, *6* calcareous tectonic outlier, *7* tectonic window — Grybów beds. Magura nappe: *8* Magura sandstones — Oligocene, *9* variegated slates — Eocene, *10* Świątkowa beds — Paleocene, *11* Inoceramus beds — Upper Cretaceous, *II-V* lines of geological sections (figs. 5-8)

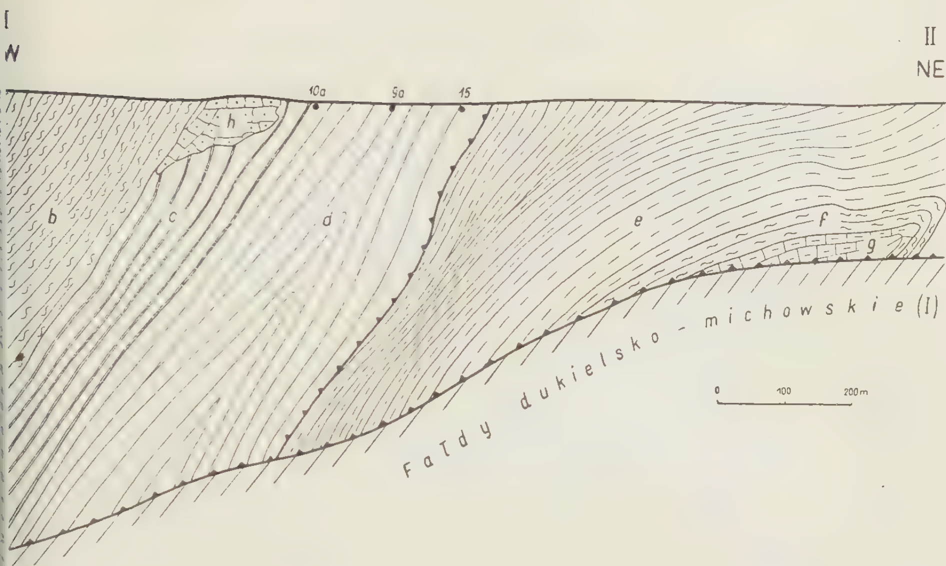


Fig. 6

Przekrój geologiczny II-II wzdłuż potoku „X“ koło Świątkowej

warstwy magurskie (na fig. 8), *b* pstre łupki — eocen, *c* łupki zielone i szaro-
elone — paleocen, *d* warstwy inoceramowe — górna kreda, *e* w-wy grybowskie —
cen, *f* pstre łupki grybowskie — eocen, *g* warstwy podgrybowskie — eocen,
h wapienny porwak tektoniczny

Geological section II-II of the “X” stream near Świątkowa

Magura beds (in fig. 8), *b* variegated slates — Eocene, *c* green and grey-green
tes — Paleocene, *d* Inoceramus beds — Upper Cretaceous, *e* Grybów beds —
cene, *f* variegated Grybów slates — Eocene, *g* sub-Grybów beds — Eocene,
h calcareous tectonic outlier. *I* — Dukla-Michów folds

tammina pauciloculata (Brady)	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
rmosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	A	*Rzehakina* ex gr. *epigona* (Rzk)	R
		R. inclusa (Grzyb.)	F

st to zespół fauny o wieku paleoceńskim.

b) Następne próbki od numeru 18-20 pobrano z zielonych i szarozielonych
ków bezwapnistych, występujących wśród piaskowców cienkoławicowych, szaro-
bieskawych lub szarych o spoiwie wapnistym, rzadko krzemionkowym. Fauna
vornicowa w wyżej wymienionych próbkach była bardzo liczna:

chamminoides irregularis White	C	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)	C
coronatus (Brady)	F	*Hormosina ovulum* (Grzyb.) małe okazy	A
contortus (Grzyb.)	F	*Plectina conversa* (Grzyb.)	R
deformis (Grzyb.)	C	*Lituotuba* sp. af. *lituiformis* (Brady)	F
chamminoides sp.	C	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	F
phax duplex Grzyb.	F	*H. excelsa* Dyląż.	R
ex gr. *nodulosa* Brady	R		

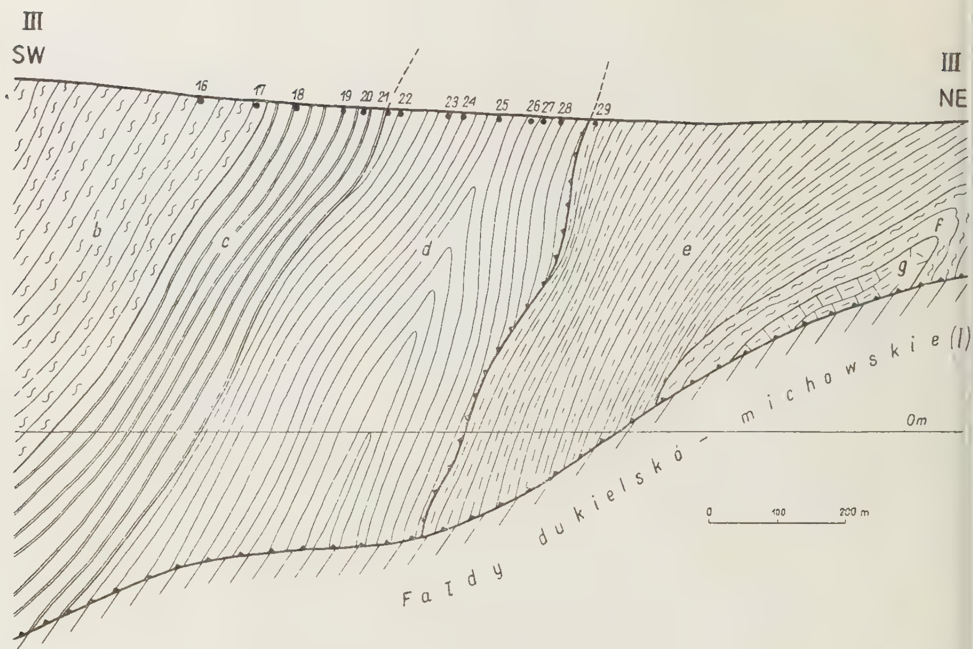


Fig. 7
Przekrój geologiczny III-III wzdłuż potoku „Y" koło Świątkowej
Objaśnienia patrz fig. 6

Geologic section III-III of the "Y" stream near Świątkowa
For explanations see fig 6

R. ovuloides Grzyb.	R	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	A
R. pilulifera Brady	C	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	C
Cystammina pauciloculata (Brady)	R	*D. excelsa* Grzyb.	F
C. subgaleata Vašiček	F	*D. latissima* Grzyb.	F
Haplophragmoides stomata (Grzyb.)	R	*Ammodiscus* sp.	R
		Rhabdammina linearis Brady	R

Powyższy zespół mikrofauny wskazuje na wiek paleoceński.

c) Pozostałe próbki z tego profilu tj. od 21–29 pobrano z iłołupków szarych lub szaroniebieskawych, niekiedy z odcieniem brunatnym, nieco mikowych, występujących między ławicami piaskowca szarozielonkawego lub szarego, przeważnie drobnoziarnistego, mikowego o spoiwie wapnistym. Wybrana mikrofauna z powyższych próbek jest nieliczna, aglutynująca:

Dendrophrya robusta Grzyb.	A	*T. irregularis* White	R
Saccammina placenta (Grzyb.)	F	*Trochamminoides* sp.	F
Glomospira charoides J. & P.	R	*Trochammina globigeriniformis* J. & P.	R
Ammodiscus ex gr. *incertus* d'Orb.	R	*Thalmannammina subturbinatum* (Grzyb.)	F
A. serpens (Grzyb.)	R	*Dorothia retusa* Cushm.	R
A gorayskii Grzyb.	R	*Hormosina ovulum* (Grzyb.) duże okazy	R
Plectina sp. af. *conversa* (Grzyb.)	F	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	C
Trochamminoides coronatus Brady	R	*R. linearis* Brady	F
T. contortus (Grzyb.)	R		

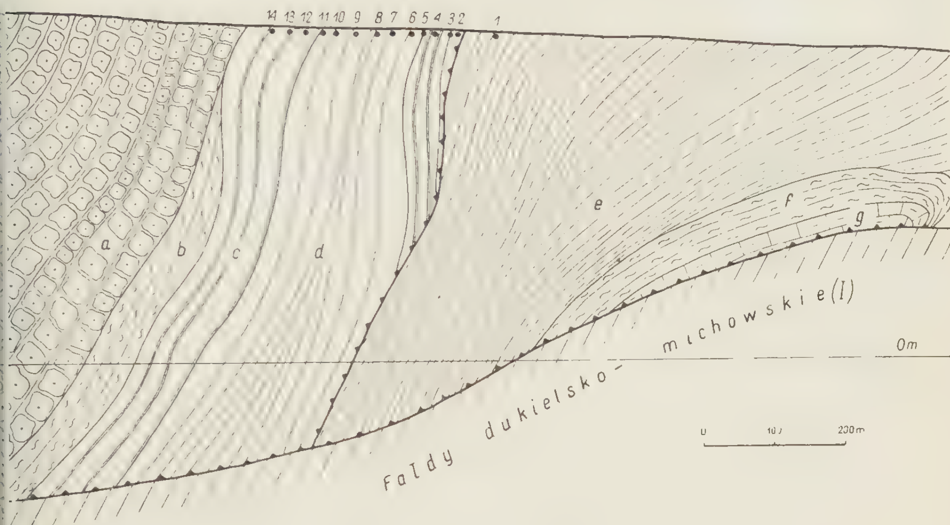


Fig. 8

Przekrój geologiczny IV-IV wzdłuż Potoku „Z“ koło Świątkowej
Objaśnienia patrz fig. 6

Geologic section IV-IV of the "Z" stream near Świątkowa
For explanations see fig 6

owyższy zespół posiada bardzo mało form charakterystycznych, przeważają tu dużym stopniu formy długowieczne. Z ogólnego charakteru mikrofauny można ądzić, że wiek tego zespołu jest górno-kredowy.

Profil potoku „Z“ w Świątkowej

Do analizy mikrofaunistycznej z tego profilu (fig. 8) pobrano 12 próbek z następujących warstw:

a) próbki o liczbie porządkowej od 1–5 pobrano z łupków zielonych i szarozielonych, plastycznych z wkładkami łupków brunatnych. Piaskowców w tej serii rak. Z powyższych próbek zebrano następujący zespół otwornicowy:

ccamminoides carpathicus Geroch	R	*Glomospira charoides* J. & P.	F
tuotuba vermetiformis (Grzyb.)	R	*G. grzybowskii* n. sp.	R
curvoides walteri (Grzyb.)	F	*Ammodiscus* ex gr. *incertus* d'Orb.	R
ndrophrya robusta Grzyb.	A	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	F
excelsa Grzyb.	F	*R. linearis* Brady	F
ophax sp.	R	*Plectina conversa* (Grzyb.)	R
ochamminoides deformis (Grzyb.)	F	*Rzehakina* ex gr. *epigona* (Rzk)	R
contortus (Grzyb.)	R	*Hormosina ovulum* (Grzyb.) małe okazy	R

iek powyższego zespołu jest paleoceński.

b) Następne próbki od numeru 5-12 pochodzą z serii piaszczysto-łupkowej. Występujące tu łupki są szare z wtrąceniami łupków zielonawych i brunatnych słabo wapnistych. Piaskowce zaś są szare lub szaroniebieskawe, mikowe, drobnoziarniste zbite o spoiwie wapnistym. Niżej podajemy listę otwornic znalezionych w powyższych próbkach:

Saccammina placenta (Grzyb.)	F
Trochamminoides deformis (Grzyb.)	F
T. irregularis White	R
T. coronatus (Brady)	R
T. coronatus (Grzyb.)	R
Trochamminoides sp.	F
Ammodiscus septatus Grzyb.	R
A. ex gr. incertus d'Orb.	F
A. gorayskii Grzyb.	R
A. tenuissimus Grzyb.	R
Reophax pilulifera Brady	F
R. duplex Grzyb.	F
Reophax sp. (ułamki)	F
Cystammina pauciloculata (Brady)	[illegible]
Hyperammina grzybowskii Dyląż.	[illegible]
Recurvoides walteri (Grzyb.)	[illegible]
Haplophragmium sp. (af. *deflexum* Grzyb.)	[illegible]
Glomospira charoides J. & P.	[illegible]
Rhabdammina abyssorum M. Sars	[illegible]
R. linearis Brady	[illegible]
Dendrophrya robusta Grzyb.	[illegible]
D. excelsa Grzyb.	[illegible]
D. latissima Grzyb.	[illegible]
Hormosina ovulum (Grzyb.) duże okazy	C
H. ovulum (Grzyb.) małe okazy	C
Globotruncana arca Cushm.	[illegible]

Powyżej przedstawiony zespół jest wieku górno-kredowego (senon).

Głębokie wiercenie w Siarach

Wiercenie to przebiło serię warstw inoceramowych o faktycznej miąższości około 400 m, nasuniętych na warstwy krośnieńskie jednostki śląskiej. Górna partia tych warstw grubości około 60 m złożona jest z szarozielonych, przeważnie bezwapnistych łupków z wkładkami piaskowca szaroniebieskawego nieco mikowego drobnoziarnistego o spoiwie wapnistym, rzadziej ilastym. Fauna w wyżej wymienionej serii jest dosyć liczna i składa się z następujących form:

Trochamminoides irregularis White	F
T. elegans (Grzyb.)	R
T. deformis (Grzyb.)	F
Saccammina placenta (Grzyb.)	C
Hyperammina grzybowskii Dyląż.	R
H. excelsa Dyląż.	R
Ammodiscus tenuissimus Grzyb.	F
A. ex gr. incertus d'Orb.	R
A. irregularis Grzyb.	F
Haplophragmoides stomata (Grzyb.)	R
Glomospira grzybowskii n. sp.	[illegible]
G. charoides J. & P.	[illegible]
Reophax duplex Grzyb.	[illegible]
Plectina conversa (Grzyb.)	[illegible]
Recurvoides walteri (Grzyb.)	[illegible]
Rzehakina ex gr. epigona (Rzk)	[illegible]
Dendrophrya robusta Grzyb.	[illegible]
D. latissima Grzyb.	[illegible]
Rhabdammina abyssorum M. Sars	[illegible]

Wiek wymienionych warstw możemy na podstawie otwornic uznać za paleoceński.

W niższych partiach warstw inoceramowych w wierceniu Siary fauna znacznie ubożeje. Jest to związane zapewne z zapiaszczeniem tej serii. W dużym stopniu na niekorzystny wynik mikrofaunistyczny wpłynął brak odpowiednich próbek, gdyż wiercenie to było rdzeniowane w niepełny sposób. Znaleziono tu tylko nieliczne okazy otwornic:

Dendrophrya excelsa Grzyb.	R
D. robusta Grzyb.	C
D. latissima Grzyb.	R
Rhabdammina abyssorum M. Sars	F
Eponides sp. (uszkodzona)	[illegible]
Saccammina placenta (Grzyb.)	[illegible]
Recurvoides walteri (Grzyb.)	[illegible]
Trochamminoides sp. (zniszczona)	[illegible]

linearis Brady	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
bulus sp. (uszkodzona)	R	*Dorothia retusa* Cushm.	R

k widać z powyższego, fauna jest niecharakterystyczna, zatem wieku tego zespołu e da się ściśle ustalić. Pochodzi on jednak prawdopodobnie z górnej kredy.

Wiercenie Bodaki

Z wiercenia tego do analizy mikrofaunistycznej pobrano około 100 próbek warstw inoceramowych o faktycznej miąższości około 300 m (fig. 9).

a) Od głębokości 0-506 m pobrano 46 próbek z iłołupków zielonych i szaro-lonych przewarstwionych bezwapnistymi brunatnymi łupkami. W niższej partii serii wśród łupków zielonych i brunatnych występują liczne wkładki łupków mnoszarych słabo marglistych. Fauna otwornicowa jest tu liczna, wyłącznie aglu-nująca, składająca się z następujących gatunków:

mospira grzybowskii n. sp.	F	*Ammodiscus tenuissimus* Grzyb.	F
charoides J. & P.	R	*A.* ex gr. *incertus* d'Orb.	R
hakina ex gr. *epigona* Rzk	R	*Ammodiscus* sp. (aff. *latus* Grzyb.)	R
mosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
chamminoides contortus (Grzyb.)	R	*Ammolagena clavata* J. & P.	R
deformis (Grzyb.)	R	*Reophax duplex* Grzyb.	R
coronatus (Brady)	R	*R. guttifera* var. *scalaris* Brady	R
chamminoides sp.	F	*R. nodulosa* Brady	R
subcoronatus Rzk	F	*Plectina conversa* (Grzyb.)	R
chammina globigeriniformis J. & P.	R	*?P. coniformis* (Grzyb.)	F
urvoides walteri (Grzyb.)	C	*Plectina* sp.	R
cammina placenta (Grzyb.)	F	*Lituotuba lituiformis* (Brady)	F
bdammina abyssorum M. Sars	C	*L. vermetriformis* (Grzyb.)	R
linearis Brady	F	*Lituotuba* sp.	R
drophrya robusta Grzyb.	F	*Haplophragmoides walteri* (Grzyb.)	R
latissima Grzyb.	F	*Cystammina pauciloculata* (Brady)	R

ek powyższego zespołu jest paleoceński.

b) Na głębokości 566-621 m występowały łupki szare i szarozielonkawe nieco rgliste, przewarstwione piaskowcami cienkoławicowymi, szarymi, drobnoziar-tymi, mikowymi o spoiwie wapnistym. Wśród warstewek łupka i piaskowca wy-ują dosyć często szare margle z fukoidami. Fauna otwornicowa z tej serii jest ga, niecharakterystyczna:

ammina placenta (Grzyb.)	C	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)	F
hamminoides sp.	R	*Dendrophrya robusta* (Grzyb.)	C
phax guttifera var. *scalaris* Brady	R		

ku tego zespołu ustalić się nie da, gdyż występujące tu formy są długowieczne.

c) Z interwału 660-970 m pobrano 28 próbek z łupków szarych, nieco miko-h, wapnistych, wśród licznych drobnych ławic piaskowca średnio a nawet gru-iarnistego, szarego, z większą lub mniejszą ilością ziarn glaukonitu. Spoiwo piaskowca jest wapniste, rzadko ilaste. Fauna występująca w tej serii jest yć liczna, przeważnie aglutynująca. Lista otwornic przedstawia się tu nastę-ąco:

hamminoides coronatus (Brady)	F	*Reophax pilulifera* Brady	F
ubcoronatus Rzk	R	*R. duplex* Grzyb.	R

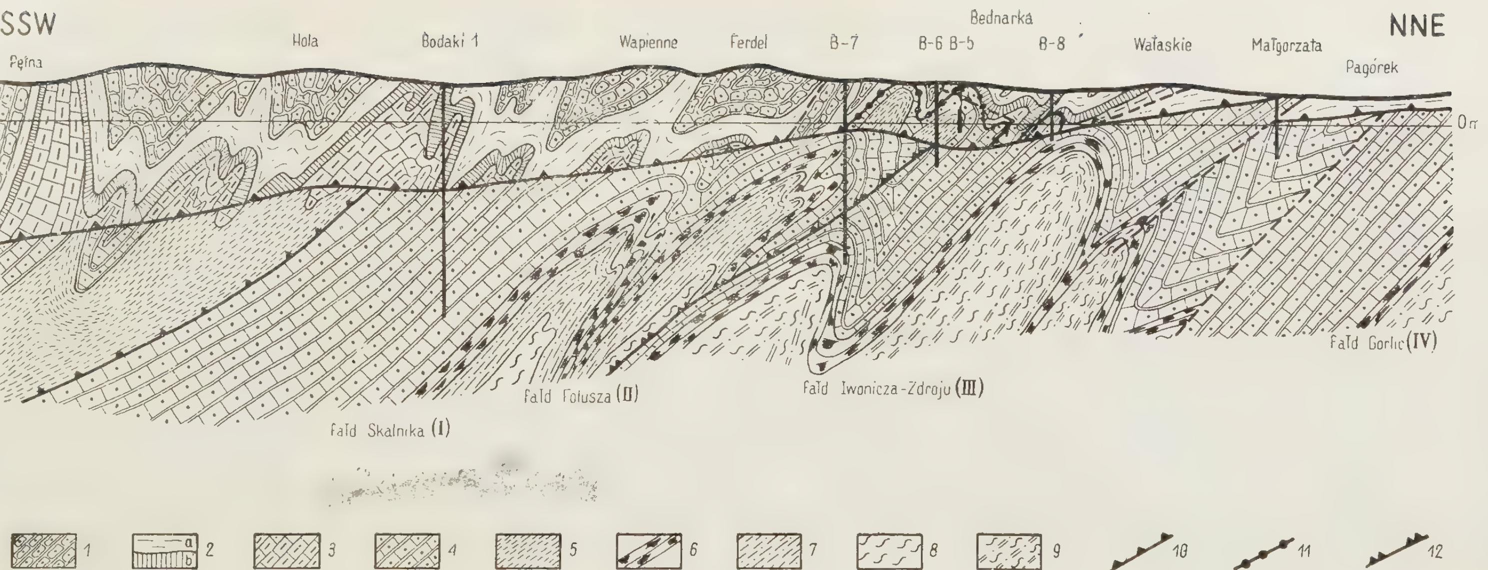


Fig. 9

Przekrój przez wiercenia Bodaki i Bednarka

1 warstwy magurskie i podmagurskie, *2a* pstry eocen, *2b* zielone łupki — paleocen, *3* warstwy inoceramowe, *4* w-wy krośnieńskie, *5* w-wy grybowskie, *6* łupki menilitowe, *7* warstwy cergowskie, *8* pstre łupki cergowskie, *9* pstre łupki (jedn. śląska), *10, 11, 12* granice nasunięć

Geologic section across Bodaki and Bednarka bore-hole

1 Magura and sub-Magura beds, *2a* variegated Eocene, *2b* green slates — Paleocene, *3* Inoceramus beds, *4* Krosno beds, *5* Grybów beds, *6* menilitic slates, *7* Cergowa beds, *8* variegated Cergowa slates, *9* variegated slates (Silesian unit), *10, 11, 12* overthrust boundaries. *I* — Skalnik fold, *II* — Folusz fold, *III* — Iwonicz-Zdrój fold, *IV* — Gorlice fold

'. deformis (Grzyb.)	F	*Textularia subhaerigensis* Grzyb.	R
rochamminoides sp.	F	*Lituotuba sp.*	R
. contortus (Grzyb.)	R	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	C
accammina placenta (Grzyb.)	R	*D. latissima* Grzyb.	F
accammina sp.	F	*Glomospira gordialis* J. & P.	R
ecurvoides walteri (Grzyb.)	F	*Hyperammina* sp. (after Cushman and Jarvis)	F
ormosina ovulum (Grzyb.) duże okazy	C	*Haplophragmoides stomata* (Grzyb.)	R
. ovulum (Grzyb.) małe okazy	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
mmodiscus irregularis Grzyb.	R	*H. excelsa* Dyląż.	R
mmodiscus sp.	R	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	F
. ex gr. *incertus* d'Orb.	R	*R. linearis* Brady	C

'espół powyższy wskazuje na wiek górno-kredowy.

d) Na głębokości 1036-1094 m pobrano 6 próbek z czerwonych iłołupków bez-/apnistych. Znaleziono tu nieliczną faunę aglutynującą jak:

rochamminoides sp.	R	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	C
. subcoronatus Rzk	R	*Haplophragmoides walteri* (Grzyb.)	R
. contortus (Grzyb.)	R	*Cyclammina amplectens* Grzyb.	F
. deformis (Grzyb.)	F	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	F
lomospira gordialis J. & P.	R	*R. linearis* Brady	F
ecurvoides walteri (Grzyb.)	F		

/iek powyższego zespołu jest dolno-eoceński.

e) Na głębokości 1094-1156 m występowały bezwapniste łupki szarozielonawe wtrąceniami łupków brunatnych. Z interwału tego pobrano 7 próbek, z których znaczono następujące fauny:

ecurvoides walteri (Grzyb.)	F	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	F
lomospira charoides J. & P.	R	*Hormosina ovulum* (Grzyb.) małe okazy	F
. gordialis J. & P.	R	*Cyclammina amplectens* Grzyb.	R
rochamminoides deformis (Grzyb.)	F	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	R
. contortus (Grzyb.)	R	*Dendrophrya latissima* Grzyb.	F
. subcoronatus Rzk	R	*D. robusta* Grzyb.	F
		Plectina conversa (Grzyb.)	R

/ zespole powyższym obce (z iłu płuczkowego) są prawdopodobnie skorupki *Cyclamina amplectens*, które, jak wiadomo, są wieku eoceńskiego. W ogólności wiek tego espołu jest przypuszczalnie paleoceński.

Wiercenie Świątkowa Wielka

Z tego wiercenia opracowano pod względem mikropaleontologicznym tylko róbki z głębokości od 0-160 m z tzw. warstw inoceramowych (fig. 10).

a) Z interwału 0-71 m, gdzie występują łupki zielone bezwapniste z cienkimi /kładkami piaskowców drobnoziarnistych, zbitych, szaro-niebieskawych o lepiszczu rzeważnie wapnistym, pobrano 22 próbki, z których oznaczono następujące formy:

lomospira charoides J. & P.	F	*Saccamminoides carpathicus* Geroch	R
. grzybowskii n. sp.	R	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	F
piroplectammina spectabilis (Grzyb.)	R	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)	F
. af. *biformis* J. & P.	R	*Hormosina ovulum* (Grzyb.) małe okazy	F
yperammina grzybowskii Dyląż.	C	*?Plectina coniformis* (Grzyb.)	F
zehakina ex gr. *epigona* (Rzk)	F	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	C
rochamminoides subcoronatus Rzk	R	*R. linearis* Brady	R

T. deformis (Grzyb.)	F	*Dendrophrya robusta* Grzyb.
T. coronatus (Brady)	R	*D. latissima* Grzyb.
Trochamminoides sp.	F	*Ammodiscus* ex gr. *incertus* d'Orb.
Reophax duplex Grzyb.	F	*Ammodiscus* sp.

Wiek powyższego zespołu jest na pewno paleoceński.

b) Z głębokości 71-101 m pobrano 8 próbek do badań mikropaleontologicz nych z łupków szarych i szarozielonych marglistych, występujących wśród piaskow

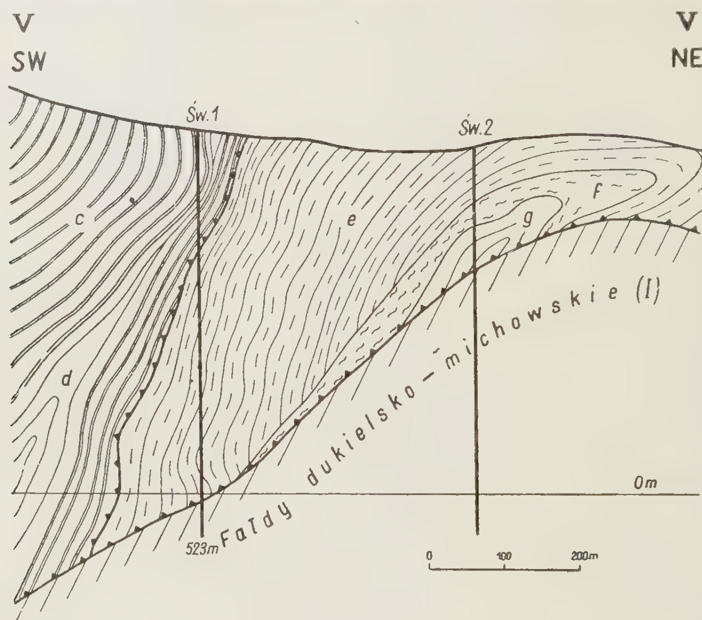


Fig. 10

Przekrój geologiczny z rejonu Świątkowej na linii wierceń.
Objaśnienia patrz fig. 6

Geologic section across geologic borings in Świątkowa
For explanations see fig. 6

ców cienkoławicowych, drobnoziarnistych, szaroniebieskawych nieco mikowych o spoiwie wapnistym. Fauna w tej serii okazała się bardzo uboga:

Trochamminoides deformis (Grzyb.)	R	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)
Dendrophrya robusta Grzyb.	A	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars
D. excelsa Grzyb.	F	*R. linearis* Brady
Hormosina ovulum (Grzyb.) duże okazy	R	

Zespół ten nie jest charakterystyczny. Biorąc jednak pod uwagę okazy *Hormosina ovulum* (duże okazy, które spotyka się w warstwach kredowych), można przy puszczać, że wiek powyższego zespołu jest prawdopodobnie górno-kredowy.

c) W interwale 101-160 m występują warstwy o podobnym wyglądzie jak opisane poprzednio z głębokości 0-71 m. Fauna jest tu liczna, podobna do fauny z głębokości 0-71 m:

Iormosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	F
Recurvoides walteri (Grzyb.)	F
Saccammina placenta (Grzyb.)	F
Glomospira grzybowskii n. sp.	F
G. gordialis J. & P.	F
Thalmannammina subturbinata (Grzyb)	F
Spiroplectammina costidorsata (Grzyb.)	R
Rzehakina ex gr. *epigona* Rzk	F
R. fissistomata (Grzyb.)	R
Trochamminoides subcoronatus Rzk	F
T. coronatus (Grzyb.)	F
T. irregularis White	R
Haplophragmium sp.	R
Rhabdammina abyssorum M. Sars	C
R. linearis Brady	F
Dendrophrya robusta Grzyb.	C
D. excelsa Grzyb.	R
D. latissima Grzyb.	F
Ammodiscus ex gr. *incertus* d'Orb .	R
Ammodiscus sp.	R
A. tenuissimus Grzyb.	R
Plectina conversa (Grzyb.)	R
Cystammina pauciloculata (Brady)	R
Reophax duplex Grzyb.	R
R. nodulosa Brady	R
Lituotuba lituiformis (Brady)	R
Ammobaculites sp.	R

Viek tego zespołu jest paleoceński.

Wiercenie Bednarka

W otworze tym (fig. 9) zostały nawiercone warstwy inoceramowe, występu-
ące w postaci bezwapnistych łupków szarozielonych i zielonych z wkładkami łupków runatnych. Wśród nich znajdują się szaroniebieskawe, cienkie ławice piaskowców robnoziarnistych, niekiedy mikowych, często z ziarnami glaukonitu. Spoiwo tych iaskowców jest wapniste lub wapnisto-ilaste. Fauna otwornicowa w wymienionych kałach jest liczna i składa się z następujących form:

habdammina linearis Brady	F
. abyssorum M. Sars	F
ccammina placenta (Grzyb.)	C
endrophrya robusta Grzyb.	C
. latissima Grzyb.	C
yperammina grzybowskii Dyląż.	R
eophax duplex Grzyb.	R
Reophax sp.	R
ex gr. *nodulosa* Brady	R
pilulifera Brady	F
rmosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	C
dellum velascoense (Cushm.)	R
nmodiscus tenuissimus Grzyb.	F
ex gr. *incertus* d'Orb.	R
gorayskii Grzyb.	R
serpens Grzyb.	R
polygyrus Rss	R
irregularis Grzyb.	R
sp. af. *latus* Grzyb.	R
omospira grzybowskii n. sp.	F
charoides J. & P.	F
gordialis J. & P.	F
Lituotuba lituiformis Brady	R
L. vermetiformis (Grzyb.)	R
Trochamminoides coronatus (Brady)	F
T. subcoronatus Rzk	F
T. contortus (Grzyb.)	F
T. deformis (Grzyb.)	F
T. irregularis White	F
Haplophragmoides stomata (Grzyb.)	R
Recurvoides walteri (Grzyb.)	F
Ammobaculites sp.	R
?Plectina coniformis (Grzyb.)	F
P. conversa (Grzyb.)	F
Rzehakina ex gr. *epigona* (Rzk)	R
R. inclusa (Grzyb.)	R
R. fissistomata (Grzyb.)	R
R. simplex (Grzyb.)	R
Trochammina globigeriniformis J. & P.	R
Cystammina pauciloculata (Brady)	F
Haplophragmium walteri (Grzyb.)	R
Spiroplectammina aff. *biformis* J. & P.	R
Thalmannammina subturbinata (Grzyb.)	F

iek tego zespołu jest paleoceński.

Poniżej serii uprzednio opisanej w otworze Bednarka nawiercono jeszcze kilnastometrową partię warstw inoceramowych składających się z łupków szarych b szaro-zielonawych, nieco mikowych, wapnistych przewarstwionych piaskowmi średnio- lub cienkoławicowymi, szarozielonymi lub stalowoszarymi nieco miwymi z częstymi ziarnami glaukonitu, o spoiwie wapnistym. Niższej serii warstw oceramowych nie nawiercono, gdyż wiercenie to po przebiciu granicy nasunięcia agurskiego weszło w warstwy krośnieńskie Centralnej Depresji Karpackiej. Fauna wornicowa jest uboga:

Dendrophrya robusta Grzyb.	C	*Cystammina pauciloculata* (Brady)	F
D. latissima Grzyb.	C	*Ammodiscus irregularis* Grzyb.	F
Recurvoides walteri (Grzyb.)	R	*Reophax pilulifera* Brady	F
Trochamminoides deformis (Grzyb.)	F	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	[illegible]
T. conturtus (Grzyb.)	F	*Ammobaculites* sp.	F
T. irregularis White	R	*?Plectina* sp.	[illegible]
Trochamminoides sp.	R	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	[illegible]
Hormosina ovulum (Grzyb.) duże okazy	F	*R. linearis* Brady	[illegible]
Dorothia retusa (Cushm.)	R	*Nodellum velascoense* (Cushm.)	[illegible]
Eponides sp. af. *trümphyi* Nuttal	R	*Hyperammina grzybowskii* Dyląż.	[illegible]
Bulimina reussi Narrov	R	*H. excelsa* Dyląż.	[illegible]

Zespół ten w przeważnej większości składa się z form długowiecznych, niecharakterystycznych. Niemniej jednak na podstawie wystąpienia dużych okazów *Hormosina ovulum* (Grzyb.) oraz form wapiennych, których nie spotykamy w warstwach inoceramowych górnych, można sądzić, że wiek jego jest górno-kredowy.

Głębokie wiercenie w Pielgrzymce

Do analizy mikrofaunistycznej z wiercenia Pielgrzymka 3 pobrano próbki z warstw inoceramowych występujących w głębokości od 660-850 m oraz ze spągowej partii pstrego paleogenu, leżącego nad warstwami inoceramowymi (głęb. 600-660 m), dla uchwycenia przejścia mikrofaunistycznego pomiędzy serią inoceramową a pstrym paleogenem. Lista otwornic występujących w dolnej części pstrych łupków paleogenu przedstawia się następująco:

Trochamminoides coronatus (Brady)	C	*Ammodiscus separatus* Grzyb.	[illegible]
T. contortus (Grzyb.)	F	*A. tenuissimus* Grzyb.	[illegible]
T. deformis (Grzyb.)	C	*A. irregularis* Grzyb.	[illegible]
T. irregularis White	F	*Ammodiscus* sp. (ułamki)	[illegible]
Trochamminoides sp.	F	*Hormosina ovulum* (Grzyb.) małe okazy	[illegible]
Glomospira grzybowskii n. sp.	F	*Ammobaculites* sp.	[illegible]
G. charoides J. & P.	F	*Reophax pilulifera* Brady	[illegible]
G. gordialis J. & P.	C	*R. duplex* Grzyb.	[illegible]
Recurvoides walteri (Grzyb.)	A	*Rhabdammina abyssorum* M. Sars	[illegible]
Thalmannammina subturbinata (Grzyb.)	C	*R. linearis* Brady	[illegible]
Saccammina placenta (Grzyb.)	F	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	[illegible]
Nodellum velascoense Cushm.	F	*D. latissima* Grzyb.	[illegible]
Plectina tenuis (Grzyb.)	R		

Wiek wyżej wymienionego zespołu mikrofauny jest paleoceński.

Warstwy występujące na głębokości 660-830 m wykształcone są jako bezwapniste iłołupki zielone i szarozielonawe, z wtrąceniami łupków brunatnych. Fauna otwornicowa w tej serii jest bogata i składa się z następujących form.

Trochamminoides irregularis White	C	*Saccammina placenta* (Grzyb.)	[illegible]
T. deformis (Grzyb.)	C	*Reophax pilulifera* Brady	[illegible]
T. contortus (Grzyb.)	F	*R. duplex* Grzyb.	[illegible]
T. coronatus (Brady)	F	*Reophax* sp.	[illegible]
Trochamminoides sp.	F	*Rzehakina* ex gr. *epigona* (Rzk)	[illegible]
Recurvoides walteri (Grzyb.)	A	*R. simplex* (Grzyb.)	[illegible]
Hyperammina grzybowskii Dyląż.	A	*R. inclusa* (Grzyb.)	[illegible]
Glomospira grzybowskii n. sp.	A	*Lituotuba* sp.	[illegible]
G. charoides J. & P.	R	*Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.)	[illegible]
Ammodiscus polygyrus Rss	R	*Dendrophrya robusta* (Grzyb.)	[illegible]
A. tenuissimus Grzyb.	R	*Plectina conversa* (Grzyb.)	[illegible]
Ammodiscus sp.	R	*?P. coniformis* (Grzyb.)	[illegible]

ormosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	F	*Ammolagena clavata* J. & P.	R
odellum velascoense (Cushm.)	F		

'owyższy zespół jest wieku paleoceńskiego.

Na głębokości 830-850 m występują łupki szarozielonkawe i niebieskawe, łabo wapniste, przewarstwione cienkimi ławicami piaskowców szaroniebieska-ych i zielonkawych o spoiwie wapnistym lub wapnisto-ilastym. Otwornice są u dosyć liczne:

rochamminoides irregularis White	F	*Rzehakina* ex gr. *epigona* (Rzk)	R
deformis (Grzyb.)	C	*R. simplex* (Grzyb.)	R
. contortus (Grzyb.)	F	*Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.)	R
ecurvoides walteri (Grzyb.)	A	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	R
yperammina grzybowskii Dyląż.	C	*Uvigerammina jankói* Majson	R
lomospira charoides J. & P.	R	*Dorothia trochoides* Marson	R
ormosina ovulum (Grzyb.) małe okazy	R	*D. retusa* (Cushm.)	R
odellum velascoense (Cushm.)	R	*Plectina coniformis* (Grzyb.)	R
iccammina placenta (Grzyb.)	A	*Bulimina reussi* Narrov	R
eophax pilulifera Brady	R		

/iek zespołu jest górno-kredowy.

WYNIKI BADAŃ MIKROFAUNISTYCZNYCH

W opracowanych przez nas profilach tzw. warstw inoceramowych ednostki magurskiej, na przestrzeni pomiędzy rzeką Białą na zachodzie Pielgrzymką na wschodzie, widzimy prawie całkowitą zgodność warun-ów facjalnych i składu mikrofauny. Najwyższa część serii inoceramowej) zespół łupkowy, w którym prócz piaskowców i łupków występują kładki margli fukoidowych. Zespół łupkowy składa się w najwyższej zęści z łupków zielonych i szarozielonych, niżej zaś częściej występują nim łupki stalowozielonkawe i szaroniebieskawe, wśród których znaj-ują się nieliczne kilkucentymetrowe, słabo wapniste, niebieskawoszare iaskowce. W górnych partiach zespołu łupkowego można spotkać dosyć zęsto smugi łupków brunatnych. Taki zespół łupkowy obserwowaliśmy profilu potoku „Z" w Świątkowej oraz w wierceniach Pielgrzymka, wiątkowa, Bodaki i Bednarka.

W rzece Płowiance i odwiercie Siary ten zespół łupkowy jest słabiej ıznaczony. Występuje tu dosyć dużo wkładek piaskowców niebieskawo-arych lub szarozielonkawych, mikowych, słabo wapnistych. Górna zatem artia warstw inoceramowych jest w tym profilu zbliżona do niższego espołu piaskowcowo-łupkowego. Średnia miąższość zespołu łupkowego żadnym opracowanym przez nas profilu nie przekracza 350 m. Zagad-ienie rozmieszczenia zespołów mikrofaunistycznych w serii łupkowej raz stosunku do zespołów otwornicowych wyżej leżących warstw, tj. do strej serii paleogenu, dokładnie przeanalizowano na przytoczonym ma-eriale otwornicowym, pochodzącym z wierceń i profilów terenowych

obejmujących wymienione wyżej zespoły skalne (tj. zespół łupkow i pstrą serię paleogeńską).

Zespoły otwornicowe występujące w serii łupkowej są wieku paleo ceńskiego, a zespół otwornicowy występujący w potoku „Z“ i wierceni w Świątkowej przypomina nawet zespół fauny dolno-eoceńskiej (pl. I fig. 2; pl. II, fig. 1), tym bardziej, że znaleziono tu formę *Saccamminoide carpathicus* (pl. I, fig. 2) opisaną z dolnego eocenu (Geroch 1955). Wynik z tego, że forma ta występuje jednak wcześniej, gdyż znaleziono ją t wśród zespołu otwornicowego starszego, nieeoceńskiego (pl. I, fig. 2 — zespół z *Rzehakina epigona* i *Glomospira grzybowskii* — paleocen).

W serii łupkowej z wierceń Bodaki, Bednarka i Pielgrzymka ora w profilu Świątkowej „Y“ (próbki 18-20, pl. II, fig. 2) występują niec różniące się swym składem zespoły otwornicowe, lecz o zdecydowani paleoceńskim wieku. W profilu rzeki Płowianki, gdzie seria łupkowa jes słabo zaznaczona i zbliżona raczej do serii łupkowo-piaskowcowej, zesp fauny z próbek 5-11 i 19-20 zbliżony jest do zespołu fauny wieku paleo ceńskiego, czego jednak z całą pewnością stwierdzić nie można z powod braku form przewodnich dokumentujących wiek paleoceński. Nie możn również ustalić wieku serii łupkowej z profilu wiercenia w Siarach, gdy i stąd nie posiadamy form przewodnich (pl. III, fig. 1).

Porównując zespoły otwornicowe występujące w serii łupkowe warstw inoceramowych z zespołami otwornicowymi spągowej partii pstre paleogeńskiej, widzimy pokrewieństwo faunistyczne pomiędzy tymi róż nymi facjalnie seriami skalnymi. Fauna występująca w spągu pstrej seri paleogeńskiej (pl. I, fig. 1) posiada charakter fauny paleoceńskiej. Ni widać tu zasadniczych różnic pomiędzy spągową partią pstrej serii trze- ciorzędowej a serią łupkową stropowej części warstw inoceramowych. Naj- lepiej obrazują te oznaczenia mikrofauny ze spągowej partii pstrej seri w wierceniu Pielgrzymka (patrz str. 40) i stropu zespołu łupkoweg warstw inoceramowych tegoż wiercenia. Takie same zespoły mikrofauni- styczne mamy w profilu Świątkowa „Y“ (ob. spisy fauny na str. 29 i 3 próbki 16 i 17 oraz 18-20).

W czerwonych łupkach występujących w profilu rzeki Płowiank (fig. 3 i 4) znaleziono bardzo nieliczną i niecharakterystyczną faunę. Ni pozwala to na stwierdzenie jak daleki związek wiekowy mają powyższe łupki ze stropową partią warstw inoceramowych występujących w tym profilu. Ważne jest znalezienie zespołu paleoceńskiego fauny w spągowe partii warstw beloweskich (hieroglifowych), co daje możliwość zaliczenia smugi czerwonych łupków w rzece Płowiance do paleocenu.

Fauna otwornicowa w zespole łupkowo-piaskowcowym znacznie uboższe. W przeważnej większości występują tu formy długowieczne, co powoduje trudności w ustaleniu wieku tego zespołu skał. Analizując ma-

terial otwornicowy tej serii można stwierdzić, że stanowi ona niższe ogniwa stratygraficzne aniżeli seria łupkowa. I tak w wierceniach Siary, Bodaki, Bednarka i Świątkowa oraz w profilach terenowych Świątkowa „X", Świątkowa „Y", Świątkowa „Z" i rzeki Białej spotykane zespoły otwornicowe są mało zróżnicowane i składają się przeważnie z form długowiecznych. Charakterystycznym zjawiskiem jest pojawienie się dużych okazów *Hormosina ovulum*, których nie obserwujemy w parii łupkowej (pl. III, fig. 1 i 2). Szczególnie dobrze zaznacza się zespół z dużymi hormosinami w wierceniach Bodaki (pl. III, fig. 2), Bednarka, Świątkowa (pl. IV, fig. 1) oraz w profilach Świątkowa „X", Świątkowa „Y" i Świątkowa „Z". W profilu rzeki Białej zespół ten jest nieco odmiennie rozwinięty, gdyż przeważają tu nie duże hormosiny lecz dendrofryje (pl. IV, fig. 2). Oprócz dużych hormosin, uważanych za charakterystyczne dla warstw kredowych, pojawiają się w zespole piaskowcowo-łupkowym nieliczne *Globotruncana arca* oraz *Dorothia trochoides*, co przemawia niewątpliwie za tym, że zespół łupkowo-piaskowcowy należy do górnej kredy (senon).

STRATYGRAFIA WARSTW INOCERAMOWYCH W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH WYNIKÓW BADAŃ

Zanim przystąpimy do wyciągnięcia ostatecznych wniosków dotyczących stratygrafii warstw inoceramowych, przedyskutujemy krótko wyniki badań J. Grzybowskiego (1901) oraz M. Dylążanki (1923).

J. Grzybowski opracował 110 próbek pobranych z odkrywek naturalnych i sztucznych. Analizując uzyskany materiał otwornicowy, autor ten nie znalazł żadnej fauny przemawiającej za górno-kredowym wiekiem warstw inoceramowych w miejscach pobrania próbek (Kozikowski 1956b). Znajdowane okruchy skorupek inoceramów, jak twierdzi Grzybowski, występują na złożu wtórnym, gdyż spotykał je w wielu przypadkach wraz z numulitami. Uważa on wobec tego, że warstwy inoceramowe reprezentują prawdopodobnie jednolity kompleks wraz z górno-eoceńskimi ...ami i częściowo obejmują dolny eocen i górną kredę.

M. Dylążanka (1923) podaje listę otwornic składających się z 82 gatunków znalezionych w sześciu różnych warstwach. Ogólnie autorka wydziela dwa poziomy: niższy — z panującą rodziną Globigerinidae i wyższy z fauną aglutynującą oraz z dosyć dobrze zachowanymi ułamkami inoceramów w spągu tego poziomu. Poziom „niższy" może reprezentować, jej zdaniem, górną część górnego senonu, wyższy zaś — prawdopodobnie senon górny i dan. Najwyższej serii warstw inoceramowych M. Dylążanka nie opracowała i to, wydaje się nam, stanowi główną przyczynę niezgodności wniosku J. Grzybowskiego (który, jak wynika z opisu próbek, opra-

cował mikrofaunę ze stropowej, łupkowej partii warstw inoceramowych), przypisującego warstwom inoceramowym wiek od najwyższej części górnej kredy do środkowego eocenu, podczas gdy M. Dylążanka przypisuje im wiek od górnej części dolnego senonu do danu.

W świetle dzisiejszych wyników badań nad stratygrafią warstw inoceramowych pogląd J. Grzybowskiego i M. Dylążanki wydaje się być całkowicie słuszny i uzasadniony. Górna część warstw inoceramowych, tj. zespół łupkowy, należy niewątpliwie do paleocenu, a nawet niejednokrotnie, szczególnie w górnej partii, przejawia cechy dolno-eoceńskie. Mamy na to dowód w wierceniu Świątkowa (pl. I, fig. 2), gdzie zostały znalezione okazy *Saccamminoides carpathicus* opisanej przez Gerocha jako forma dolno-eoceńska.

J. Grzybowski nie wydzielił paleocenu i niewątpliwie to było powodem określenia wiekowego stropowej łupkowej części warstw inoceramowych, z których opracował mikrofaunę, jako serii mieszczącej się pomiędzy środkowym eocenem a górną kredą. M. Dylążanka opracowała próbki z serii piaskowcowo-łupkowej, a zatem niższej od serii opracowanej przez J. Grzybowskiego, czyli wiek tej serii słusznie został przez nią uznany za górną kredę.

W naszych wynikach znajdujemy potwierdzenie powyższego poglądu, gdyż seria piaskowcowo-łupkowa zawiera skamieniałości górno-kredowe jak *Dorothia trochoides, Globotruncana arca* oraz *Textularia subhaeri-gensis.* W opracowanych przez nas próbkach nie spotkaliśmy tak licznie reprezentowanej rodziny Globigerinidae, jak podała Dylążanka z łomu w Szymbarku. Jest to prawdopodobnie związane z tym, że nie pobraliśmy dotychczas próbek z niższej serii piaskowcowo-łupkowej. Ustalenie dokładnej granicy pomiędzy paleocenem a górną kredą nasuwa duże trudności z powodu braku odpowiednich form przewodnich, które są bardzo rzadkie i nie występują we wszystkich profilach. Biorąc pod uwagę ty facjalny warstw inoceramowych, nie potrafimy na jego podstawie prze prowadzić podziału wiekowego, gdyż — jak wynika z naszych danych — granica górnej kredy z paleocenem nie przebiega pomiędzy zespołem łupkowym i piaskowcowym. Przede wszystkim nie obserwuje się między nimi ostrej granicy litologicznej od stropu do spągu zespołu łupkowego tylko widać jak przybywa wkładek piaskowcowych. Poza tym w różnych obserwowanych profilach miąższość zespołu łupkowego zmienia się. Największą miąższość tego zespołu, dochodzącą do około 240 m, obserwowaliśmy w wierceniu Pielgrzymka. Miąższość ta maleje w kierunku NW i w rzece Płowiance oraz w wierceniach Siary jest zredukowana do kilkudziesięciu metrów. Obserwacje zaś granicy paleontologicznej pomiędzy kredą a paleocenem wykazały, że w wierceniach Pielgrzymka, Świątkowa i Bodaki przebiega ona w dolnej części zespołu łupkowego, gdyż tu poja

Tabela (Chart) 1

Rozmieszczenie otwornic w wyższej części warstw inoceramowych i dolnym paleogenie

Distribution of foraminifers in the upper Inoceramus beds and the Lower Paleogene

Nazwa warstw (Name of beds) / Nazwy otwornic (Names of foraminifers)	Pstry eocen (Variegated Eocene)				Warstwy ze Świątkowej (Świątkowa beds)				Warstwy inoceramowe (Inoceramus beds)										
Rhabdammina linearis	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	A	A	A	F	F	F	F	F
R. abyssorum	F	C	C	F	F	F	F	F	F	F	F	A	A	A	A	F	F	F	F
R. anulata	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	?			
Saccammina placenta	F	F	F	F	F	C	C	F	F	C	F	F	F	F	F	F	F	F	F
Saccammina sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
Saccamminoides carpathicus		F	F	F	F														
Dendrophrya robusta	F	F	F	F	F	F	F	F	C	C	C	A	A	A	F	F	F	F	F
D. latissima	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
Hyperammina grzybowskii			R	R	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	?	
H. excelsa								R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
Hyperammina sp.				R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R					
Ammolagena clavata	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
Reophax guttifera var. *scalaris*	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
R. duplex	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
R. ex. gr. *nodulosa*	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	?	
R. ovuloides	R	R	R	R	R	R	R												
R. guttifera	R	R	R	R	R	R	R	R											
Reophax sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
Hormosina ovulum małe (small)				R	F	F	F	F	R	R	R								
H. ovulum duże (large)								R	F	F	F	R	R	R	R				
Nodellum velascoense					R	R	R	R	R	R									
Ammodiscus tenuissimus	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R	R		
A. ex. gr. *incertus*	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
A. gorayskii	R	R	R	R	R	R	R	?											
A. serpens	R	R	R	R	R	R		?											
A. polygyrus	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R									
A. irregularis	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
A. sp. aff. *latus*	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	?					
A. septatus	R	R	R	R	R				R	R									
Glomospira grzybowskii			R	C	C	F	F	R											
G. charoides	F	C	C	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R	R				
G. gordialis	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R	R				
Glomospira sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Lituotuba lituiformis	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	?								
L. vermetiformis	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R	R?						
Lituotuba sp.	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R	R						
Trochamminoides coronatus	F	C	C	C	C	F	F	F	R	R	R	R	R	R	?				
T. subcoronatus	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	?				
T. contortus	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R
T. deformis	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R
T. irregularis			R	C	C	C	F	F	R	R	R	R	R	R	R				
Trochamminoides sp.	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R
Haplophragmoides stomata	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R									
Haplophragmoides walteri	F	F	R	R	R	R	R												
Recurvoides walteri	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R
Recurvoides sp.	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	R	R				
Ammobaculites sp.				R	F	F	R	R											
Cyclammina amplectens	A	A	F																
Thalmannamina subturbinata	R	R	F	F	F	F	R	R	R	R	?								
?*Plectina coniformis*	F	F	F	F	F	F	F	R	R	R	R								
Plectina sp. (aff. *conversa*)			R	F	F	F	F	F	R	R									
P. conversa				R	F	F	R	R	R										
P. tenuis	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	?				
Rzehakina epigona			R	C	C	F	R	R	R	R	R								
R. inclusa			R	R	R	R	R												
R. fissistomata			R	R		R	R	R											
R. simplex			R	R	R	R	R												
Trochammina globigeriniformis	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	?		
Cystammina pauciloculata	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
C. subgaleata	F	F	F	F	F	R	R	R	R	R	R	?							
Bulimina reussi						R	R	R	R	R	?								
Bulimina sp.								R	R	R	R	R	R						
Dorothia trochoides								R	R	R	R	R	R	R	R				
Textularia subhaerigensis										R	R	R	R	R	R				
Dorothia retusa							R	R	R	R	R	R	R	R	R	R			
Eponides trumphyi								R	R	R	R	R	R	R	R				
Globotruncana arca									R	R									
Grupy mikrofaunistyczne (Microfaunistic groups)	Fauna aglutynująca (Agglutinating fauna)							Fauna wapienna i aglutynująca (Calcareous and agglutinating fauna)											
Zespoły mikrofaunistyczne (Microfaunal assemblages)	Zespół (assemblage) *Cyclammina amplectens*		Zespół (assemblage) *Trochamminoides, Glomospira charoides* i *Rzehakina*		Zespół (assemblage) *Rzehakina Trochamminoides, Hormosina ovulum, Hyperammina grzyb.* i *Glomospira grzyb.*			Zespół (assemblage) *Hormosina ovulum* (duże okazy — large specimens), *Dendrophrya* sp. z pojedynczymi okazami (with single specimens of) *Textularia subhaerigensis, Dorothia trochoides* i *Globotruncana*					Mieszany zespół fauny przeważnie długowiecznej z przewagą *Dendrophrya* (Mixed faunal assemblage, mostly long-lived, with predominance of *Dendrophrya*)						
	Dolny eocen (Lower Eocene)		Paleocen (Paleocene)					Górna kreda (Upper Cretaceous)											

R — formy występujące rzadko (Rare), F — formy dość liczne (Frequent), C — formy liczne (Common), A formy bardzo liczne (Aboundant)

/a

i Bodaki przebiega ona w dolnej części zespołu łupkowego, gdyż tu poja-

wiają się formy kredowe takie. jak *Dorothia trochoides* i duże hormosiny. Natomiast w wierceniu Siary i profilu rzeki Białej — Płowianki pojawienie się zespołu hormosinowego obserwujemy dopiero w serii piaskowcowo-łupkowej: granica pomiędzy paleocenem i górną kredą przebiega więc prawdopodobnie w stropowej części zespołu piaskowcowo-łupkowego.

Rozmieszczenie zespołów otwornicowych w warstwach inoceramowych oraz w pstrym eocenie ilustruje tabela 1, na której podano zasięg pionowego rozmieszczenia mikrofauny. wydzielając równocześnie charakterystyczne zespoły otwornicowe (tab. 1).

1. Zespół fauny mieszanej. przeważnie długowiecznej, z przewagą *Dendrophrya* występuje w warstwach inoceramowych w partii piaskowcowej.

2. Zespół z *Hormosina ovulum* (duże okazy), — *Dendrohrya* z pojedynczymi okazami. *Textularia subhaerigensis, Dorothia trochoides* i *Globotruncana arca* charakterystyczny jest dla warstw inoceramowych partii piaskowcowo-łupkowej.

3. Zespół z *Rzehakina epigona, Trochamminoides* (różne gatunki), *Hormosina ovulum* (małe okazy), *Hyperammina grzybowskii* i *Glomospira grzybowskii* występuje w łupkowej partii warstw inoceramowych (warstwy te w tabeli wydzielone są pod nazwą warstw ze Świątkowej).

4. Dla dolnej partii pstrego paleogenu wydzielono zespół z *Trochamminoides* (różne gatunki). *Glomospira charoides* i *Rzehakina epigona, R. inclusa, R. fissistomata.* W serii tej są również dosyć ilczne *Glomospira grzybowskii* (tab. 1).

5. Zespół z *Cyclammina amplectens* wyróżniono dla środkowej partii pstrego paleogenu.

Reasumując wnioskujemy:

1° Zespoły otwornicowe występujące w stropowej partii warstw inoceramowych (pl. I, fig. 2; pl. III, fig. 1 i 2) w tzw. zespole łupkowym posiadają zbliżony charakter do zespołów otwornicowych, występujących w spągowej partii pstrej serii paleogeńskiej jednostki magurskiej (pl. I, fig. 1), istnieje zatem ciągłość pomiędzy zieloną facją zespołu łupkowego i pstrą serią paleogeńską.

2° Warstwy serii łupkowej mają w stropie barwę zieloną. a ku spągowi stają się coraz bardziej szare, przy równoczesnym zwiększaniu się ilości wkładek piaskowcowych. Seria łupkowa warstw inoceramowych stanowi zatem ogniwo wiążące szarą serię warstw inoceramowych i czerwono-zieloną fację pstrego trzeciorzędu.

3° Wiek mikrofauny zespołu łupkowego jest paleoceński, co świadczy o tym, że między tym zespołem a dolną partią pstrej serii paleogeńskiej istnieje ciągłość stratygraficzno-paleontologiczna.

4° W zespole dużych form *Hormosina ovulum* występują nieliczne formy kredowego wieku, jak: *Dorothia trochoides, Textularia subhaerigensis* i *Globotruncana arca*. Wobec tego zespół ten przyjmujemy za charakterystyczny dla górnej kredy inoceramowej jednostki magurskiej.

5° Wydaje nam się słuszne wydzielenie warstw przejściowych od kredy inoceramowej jednostki magurskiej do pstrego paleogenu tejże jednostki, którym proponujemy nadanie nazwy warstw ze Świątkowej.

Państwowe Przedsiębiorstwo
Geologiczno-Wiertnicze
Przemysłu Naftowego
Jasło, w maju 1957 r.

LITERATURA CYTOWANA

BIEDA F. 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVI. Kraków.

— 1947. Przyczynek do znajomości otwornic fliszu karpackiego (Contribution à la connaissance des Foraminifères du Flysch des Karpates polonaises). — Ibidem, t. XVII.

— 1949. O nowych i mało znanych otwornicach z fliszu Karpat polskich (Sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus du flysch des Karpates polonaises). — Ibidem, t. XVIII.

— 1951. Starszy trzeciorzęd (rozdz. VI pracy zbiorowej). — Reg. Geologia Polski, t. I. Karpaty, z. 1 Stratygrafia. Kraków.

— 1953. Polska — kolebką mikropaleontologii stosowanej (Poland — the country where the applied micropaleontology was born). — Przegląd Geol. z. 9. Warszawa.

— 1954. Obecny stan mikropaleontologii fliszu karpackiego (Actual state of the Carpathian Flysch micropaleontology). — Ibidem, z. 3.

BÖHM B. 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1930 w okolicy Żmigrodu, arkusz Jasło-Dukla (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1930 dans les environs de Żmigród, feuille Jasło-Dukla). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 30. Warszawa.

— 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na SW ćwiartce arkusza Jasło-Dukla (C.-R. des recherches géologiques pour la feuille Jasło-Dukla). — Ibidem, nr 33.

— 1933. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1932 w południowej części arkusza Jasło (C.-R. des recherches géologiques effectuées dans la partie sur de la feuille Jasło). — Ibidem, nr 36.

CUSHMAN J. A. 1946. Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Costal Region of the United States and adjacent areas. — Geol. Survey Profes. Paper 206.

— 1950. Foraminifera their Classification and Economic Use Cambridge.

YLĄŻANKA M. 1923. Warstwy inoceramowe z łomu w Szymbarku koło Gorlic (Les couches à Inocerames d'une carrière à Szymbark, Carpathes). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. I. Kraków.

EROCH S. 1955. *Saccamminoides*, nowa otwornica z eocenu Karpat fliszowych (*Saccamminoides* n. gen. (Foraminifera) from the Eocene in the Flysch Carpathians). — Ibidem, t. XXIII.

EROCH S. & GRADZIŃSKI R. 1955. Stratygrafia serii podśląskiej żywieckiego okna tektonicznego (Stratigraphy of the Sub-Silesian series in the tectonic window of Żywiec — Western Carpathians). — Ibidem, t. XXIV, z. 1.

LAESSNER M. 1937. Die Foraminiferen der ältesten Tertiarschichten des Nordwestkaukasus. — Probl. Pal. 2-3. Moskwa.

RZYBOWSKI J. 1901. Otwornice warstw inoceramowych okolic Gorlic (Die Mikrofauna der Karpathenbildungen III: Die Foraminiferen der Inoceramenschichten von Gorlice). — Rozpr. Akad. Um. Wydz. Mat.-Przyr. (Bull. Int. Acad. Sci. Lettr. Cl. Sci. Math.-Nat.) ser. 3, t. 1. Kraków.

OZIKOWSKI H. 1947. Zarys budowy geologicznej płaszczowiny magurskiej w okolicy Męciny Wielkiej koło Gorlic i jej stosunek do przedpola (Geological structure of Magura overthrust in Męcina Wielka region near Gorlice and its relation to Foreland). — Nafta III, nr 10-12. Kraków.

— 1956a. Jednostka Ropy Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych (Ropa-Pisarzowa unit, a new tectonic unit of the Polish Flysch Carpathians). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 110. Warszawa.

— 1956b. Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na pd.-zachód od Gorlic (Geology of the Magura nappe and its tectonic windows to the SW Gorlice). — Ibidem.

SIĄŻKIEWICZ M. 1935. Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Suchą (Sur la structure des masses marginales de la nappe de Magura entre Sułkowice et Sucha) — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XI. Kraków.

— 1948. Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry (Stratigraphy of the Magura series north of the Babia Góra, Western Carpathians). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 48. Warszawa.

— 1951a. Kreda Karpat zewnętrznych (rozdz. V pracy zbiorowej). — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 1. Kraków.

— 1951b. Objaśnienia arkusza Wadowic. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

ROZEK K. 1951. Szkic geologiczny okolic Świątkowej Wielkiej i Świerzowej Ruskiej (praca magisterska). Archiwum Geologiczne Przem. Naft., Kraków.

VIDZIŃSKI H. 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1930 na arkuszu Jasło-Dukla i Gorlice-Grybów (Compte-rendu des recherches géologiques faites en 1930 pour les feuilles Jasło-Dukla et Gorlice-Grybów). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 30. Warszawa.

— 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na arkuszu Gorlice-Grybów (C.-R. des recherches géologiques exécutées en 1931 pour la feuille Gorlice-Grybów). — Ibidem, nr 33.

— 1933. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1932 w okolicy Bednarki i Harklowej na arkuszu Jasło (C.-R. des recherches géologiques faites en 1932 dans les environs de Bednarka et de Harklowa, feuille Jasło). — Ibidem, nr 36.

— 1934. Badania geologiczne w grupie magurskiej (Recherches géologiques au groupe de Magura). — Ibidem, nr 39.

— 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych (Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 37. Warszawa.

— 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem (rozdz. XIII pracy zbiorowej). — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 1. Kraków.

SZAJNOCHA W. 1896. Atlas Geologiczny Galicji, z. VI. Kraków.

TEISSEYRE H. 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na arkuszu Gorlice-Grybów (C.-R. des recherches géologiques effectuées en 1931 pour la feuille Gorlice-Grybów). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 33. Warszawa.

— 1934. Sprawozdanie z badań wykonanych na arkuszu Ropianka w r. 1933 (C.-R. des recherches géologiques faites en 1933 pour la feuille Ropianka). — Ibidem, nr 39.

TOKARSKI A. 1946. Zachodnia część fałdu Mrukowej oraz możliwości ropne terenów Pielgrzymki i Folusza (Western part of the Mrukowa anticline and oil possibilities on the Pielgrzymka — Folusz areas). — Nafta II, nr 10-12. Kraków.

— 1953. La découverte des formes tectoniques nouvelles dans les Carpathes polonaises. C.-R. XIX-me Sess. Congrès Géol. Int. Alger 1952, Sec. III, fasc. III. Alger.

UHLIG V. 1882. Vorkommen von Nummuliten in Ropa in West-Galizien. — Verh. Geol. R.-A. Wien.

— 1883. Beiträge zur Geologie der west-galizischen Karpathen. — Jb. Geol. R.-A., Bd. 33. Wien.

WALTER H. & DUNIKOWSKI E. 1882-1883. Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodnio-galicyjskich Karpat. — Kosmos, t. 7-8. Lwów.

WYSZYŃSKI O. 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na arkuszu Gorlice-Grybów (C.-R. des recherches géologiques faites en 1931 pour la feuille Gorlice-Grybów). — Pos. Nauk P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 33. Warszawa.

— 1933. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1932 na arkuszu Gorlice-Grybów (C.-R. des recherches géologiques faites en 1932 pour la feuille Gorlice-Grybów). — Ibidem, nr 36.

— 1939. Złoża naftowe w Ropie (Gisements pétrolifères à Ropa). — Przem. Naft. 14.

Г. ЮРКЕВИЧ и П. КАРНКОВСКИ

ВОЗРАСТ ИНОЦЕРАМОВЫХ СЛОЕВ МАГУРСКОГО ПОКРОВА В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. ГОРЛИЦЕ

(Резюме)

В настоящей работе приводятся результаты микрофаунистических исследований, охватывающих три уровня иноцерамовых слоев: 1) песчаниковый уровень, 2) песчаниково-сланцевый уровень, 3) сланцевый уровень и нижняя часть пестрого палеогена.

Главной целью работы было документальное обоснование стратиграфической позиции верхнего уровня иноцерамовых слоев (сланцевой свиты), стратиграфическая позиция которого не была до настоящего времени бесспорно разрешена. На основании собранной микрофауны из образцов, отобранных в полевых разрезах, а также из геологическо-разведочных бурений проведенных в районе Горлиц, констатировано:

1) в песчаниковой свите иноцерамовых слоев встречается фауна преимущественно долговечная с преобладанием *Dendrophrya*,

2) в песчаниково-сланцевой свите иноцерамовых слоев выступает верхне-меловая фауна: *Hormosina ovulum* (Grzyb.) крупные экземпляры, *Textularia subhaerigensis* Grzyb., *Dorothia trochoides* Marson и *Globotruncana arca* Cushm.,

3) в верхней части так называемых иноцерамовых слоев, состоящих из сланцев зеленых, серозеленых с тонкими прослойками бурых сланцев выступает комплекс с *Trochamminoides irregularis* (White), *Trochamminoides* sp. div., *Glomospira grzybowskii* n. sp. а также многочисленные *Hyperammina grzybowskii* Dyląż. и *Hormosina ovulum* (Grzyb.) мелкие экземпляры,

4) в нижней части пестрого палеогена, лежащего непосредственно на сланцевой свите так называемых иноцерамовых слоев выступает комплекс фауны с *Trochamminoides irregularis* (White), *Trochamminoides* sp. div., *Glomospira charoides* (J. & P.), *Rzehakina* ex gr. *epigona* (Rzk), *Rzehakina inclusa* (Grzyb.), *Rzehakina fissistomata* (Grzyb.), а также многочисленные *Glomospira grzybowskii* n. sp.

Отсюда можно вывести следующие заключения:

1) фораминиферовые комплексы, встречающиеся в верхней части иноцерамовых слоев (сланцевой свиты) имеют состав приближенный к фораминиферовым комплексам, встречающимся в нижней части пестрой палеогеновой свиты магурской единицы. Итак, существует седиментационная непрерывность между зеленой фацией сланцевого комплекса и нижней частью пестрого палеогена. Равно как сланцевая свита так называемых иноцерамовых слоев так и нижняя часть пестрого палеогена магурской единицы имеют палеоценский возраст,

2) более низкие уровни иноцерамовых слоев, т. е. сланцево-песчаниковый и песчаниковый принадлежат к верхнему мелу-сенону.

H. JURKIEWICZ & P. KARNKOWSKI

AGE OF INOCERAMUS BEDS IN THE MAGURA NAPPE

(Summary)

Data are here given obtained from microfaunal study in thre horizons of Inoceramus beds; 1. the sandstone horizon, 2. the sandston -slate horizon, 3. the slate horizon together with the lower portion of th variegated Paleogene in the Gorlice area.

The sandstone horizon is built of grey-bluish sandstones, fine medium- and even coarse-grained. Ferruginous films frequently coa weathered surfaces. The sandstone beds are intercalated by slates, 10-20 cr thick, mostly of steel-grey colour, locally darker to black. The sandston generally contain numerous muscovite flakes, also felspars. The matri here is mainly of an argillo-calcareous type, occasionally passing in a ferruginous or even siliceous variety. The foraminiferal fauna in th horizon is meagre. For most frequent forms see chart 1.

The sandstone-slate horizon consists of thin- and medium-bedde sandstones, coloured steel-grey, locally with a bluish tint. The sandston are fine- and medium-grained, micaceous, often with a calcite vein; local grading into sandstones with flowage structure. The slates occurring this horizon are bluish steel or greyish-steel, rarely greenish-grey. Inte calations of sideritic and fucoid marls are encountered among slates ar sandstones. The foraminiferal fauna here is fairly abundant. It consis mainly of forms specified on chart 1.

In the uppermost part the slate horizon consists of green and gre -greenish slates, while lower downs the slates are steel-greenish and stee -bluish, with rare slightly calcareous sandstone layers, some centimetr in thickness, coloured bluish-grey. Bands of brown slates are fairly fr quent within the upper parts of this slate assemblage. The foraminifer fauna in exceedingly rich (see chart 1).

The lower portion of the variegated Paleogene here is made up green and red non-calcareous slates. Thin-bedded, fine-grained hiero glyph sandstones occur within the slates. The composition of the micro faunal assemblage resembles that specified for the slate horizon of th Inoceramus beds.

Rzehakina epigona, R. inclusa, R. simplex, R. fissistomata, Glom spira grzybowskii, Hyperammina grzybowskii, Hyperammina excels Hormosina ovulum, Trochamminoides irregularis and *Nodellum velascoen* disappear from the upper parts of the variegated Paleogene, while *Cy clammina amplectens* Grzyb. and *Haplophragmoides walteri* (Grzyb become very abundant.

Comparative studies of foraminiferal faunas from different field profiles as well as from bore-holes suggest differentiation of the following assemblages characteristic of particular horizons in the Inoceramus beds and in the variegated Paleogene series:

1. assemblage of a meagre, long-lived fauna within the sandstone series of Inoceramus beds, with the predominance of *Dendrophrya* sp. div.;

2. assemblage with *Hormosina ovulum* (large specimens), *Dendrophrya* sp. div. (detached specimens), *Dorothia trochoides, Textularia subhaerigensis* and *Globotruncana arca* within the sandstone-slate horizon of Inoceramus beds;

3. assemblage with *Rzehakina, Trochamminoides irregularis, Trochamminoides* sp. div., *Hormosina ovulum* (small specimens), *Hyperammina grzybowskii* and *Glomospira grzybowskii* within the slate horizon of Inoceramus beds;

4. assemblage with *Trochamminoides* sp. div., *Glomospira charoides, G. grzybowskii Rzehakina epigona, R. inclusa, R. fissistomata* and *R. simplex* within the lower part of the variagated Paleogene series;

5. assemblage with *Cyclammina amplectens,* within the central part of the variegated Paleogene of the Magura nappe.

The above data have led the authors to the following inferences:

1. the composition of foraminiferal assemblages within the slate horizon of Inoceramus beds resembles that of foraminiferal assemblages within the lower part of the variegated Paleogene of the Magura nappe. Hence, there occurs a continuity of sedimentation between the green facies of the slate horizon and the lower variegated Paleogene series;

2. the microfaunal assemblage from the slate horizon is of Paleogene age; together with the lower part of the variegated Paleogene series it forms a stratigrapho-palaeontological continuity of the Upper Cretaceous with the Lower Eocene;

3. the boundary line of the Lower Cretaceous with the Paleocene runs in the lower part of the slate horizon. Hence the assignment of Upper-Cretaceous-Senonian age to the sandstone-slate horizon and the sandstone horizon, whereas the slate horizon and the lower part of the variegated Paleogene series are referable to the Paleocene.

The Oil Industry Geological Borings Enterprise in Jasło
Jasło, May 1957

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I-IV

DESCRIPTION OF PLATES I-IV

PL. I

Fig. 1

Mikrofauna z najwyższej serii tzw. pstrej serii paleogeńskiej w wierceniu Pielgrzymka × 1

Microfauna from the uppermost "variegated" Paleogene series in Pielgrzymka bore-hole

1 *Recurvoides walteri* (Grzyb.), 2 *Trochamminoides coronatus* (Brady), 3 *T. contortu*(Grzyb.), 4 *Glomospira grzybowskii* n. sp., 5 *Glomospira* sp., 6 *Hormosina ovulum* (Grzyb.) małe okazy (small specimens), 7 *Haplophragmoides stomata* (Grzyb.), 8 *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, 9 *R. linearis* Brady, 10 *Trochamminoides deformi* (Grzyb.), 11 *Dendrophrya robusta* Grzyb., 12 *Plectina tenuis* (Grzyb.), 13 *Ammodiscu septatus* Grzyb., 14 *Ammodiscus* sp., 15 *Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.) 16 *Ammodiscus irregularis* Grzyb., 17 *Haplophragmium* sp., 18 *Recurvoides* sp 19 *Saccammina placenta* (Grzyb.)

Fig. 2

Mikrofauna z zielonych, szaro-zielonych i brunatnych łupków występujących w wierceniu Świątkowa × 1

Microfauna from green, grey-green and brown slates occurring in Świątkowa bore-hole

1 *Glomospira grzybowskii* n. sp., 2 *Rzehakina epigona* (Rzk), 3 *Hyperammina grzybowskii* Dyląż., 4 *Rzehakina fissistomata* (Grzyb.), 5 *Spiroplectammina* cf. *biformi* J. & P., 6 *Saccamminoides carpathicus* Geroch, 7 *Trochamminoides coronatus* (Brady 8 *Lituotuba* sp., 9 *L. lituiformis* (Grzyb.), 10 *L. lata* (Grzyb.), 11 *Ammodiscus irregularis* Grzyb., 12 *Trochamminoides contortus* (Grzyb.), 13 *T. deformis* (Grzyb.), 14 *T. subcoronatus* Rzk, 15 *Plectina ? coniformis* (Grzyb.), 16 *Recurvoides walteri* (Grzyb. 17 *Saccammina placenta* (Grzyb.), 18 *Reophax duplex* Grzyb., 19 *Rhabdammina abyssorum* M. Sars.. 20 *R. linearis* Brady, 21 *Dendrophrya robusta* Grzyb., 22 *D. latissima* Grzyb., 23 *Glomospira gordialis* J. & P.

PL. II

Fig. 1

Mikrofauna z zielonych. szaro-zielonych i brunatnych łupków z profilu potoku „Z" w Świątkowej × 17

Microfauna from green. grey-green and brown slates in the "Z" stream at Świątkowa

1 *Recurvoides walteri* (Grzyb.). 2 *Glomospira charoides* J. & P., 3 *Saccammina placenta* (Grzyb.). 4 *Ammodiscus incertus* d'Orb., 5 *Reophax pilulifera* Brady, 6 *Dendrophrya excelsa* Grzyb.. 7 *D. robusta* Grzyb., 8 *D. latissima* Grzyb., 9 *Rhabdammina anulata* Rzk, 10 *Trochamminoides coronatus* (Brady). 11 *T. deformis* (Grzyb.), 12 *Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.). 13 *Rhadammina* sp., 14 *R. discreta* Brady. 15 ząb rybi (fish tooth). 16 *Reophax duplex* Grzyb.. 17 *Hyperammina excelsa* Dyląż., 18 *Reophax* sp.

Fig. 2

Mikrofauna zielonych. szaro-zielonych i brunatnych łupków. ze Świątkowej (próbki 18-20) i wiercenia w Pielgrzymce (z głęb. 660-830 m) × 17

Microfauna from green-grey-green and brown slates in Świątkowa (18-20) and the Pielgrzymka bore-hole (660-830 m.)

1 *Ammodiscus polygyrus* Rss. 2 *Glomospira grzybowskii* n. sp., 3 *Trochamminoides coronatus* (Brady). 4 *T. deformis* (Grzyb.), 5 *T. contortus* (Grzyb.), 6 *T. subcoronatus* Rzk, 7 *Saccammina placenta* (Grzyb.), 8 *Hormosina ovulum* (Grzyb.), małe okazy (small specimens). 9 *Rzehakina epigona* (Rzk), 10 *R. inclusa* (Grzyb.), 11 *Hyperammina grzybowskii* Dyląż., 12 *Recurvoides walteri* (Grzyb.), 13 *Reophax pilulifera* Brady. 14 *Trochamminoides* sp.. 15 *Trochammina globigeriniformis* J. & P.. 16 *Ammolagena clavata* J. & P.

PL. III

Fig. 1

Mikrofauna zielonych i szaro-zielonych łupków (bezwapnistych lub słabo wapnistych) z wiercenia w Siarach × 17

Microfauna from green and grey-green slates (non-calcareous or poorly calcareous) in Siary bore-hole

1 *Saccammina placenta* (Grzyb.), 2 *Ammodiscus* ex. gr. *incertus* d'Orb., 3 *A. tenuissimus* Grzyb., 4 *Ammodiscus* sp., 5 *Hyperammina grzybowskii* Dyląż., 6 *H. excelsa* Dyląż., 7 *Trochamminoides deformis* (Grzyb.), 8 *T. elegans* Rzk, 9 *Recurvoides walteri* (Grzyb.), 10 *Rzehakina epigona* Rzk, 11 *Rhabdammina linearis* Brady, 12 *Dendrophrya robusta* (Grzyb.), 13 *Reophax* ex. gr. *nodulosa* Brady, 14 *Rhabdammina* ? sp.

Fig. 2

Mikrofauna z serii piaskowcowo-łupkowej (warstwy inoceramowe) w wierceniu Bodaki (głęb. 660-970 m) × 17

Microfauna from sandstone-slate series (Inoceramus beds) in Bodaki bore-hole (660-970 m)

1 *Hormosina ovulum* (Grzyb.) duże okazy (large specimens), 2 *Saccammina placenta* (Grzyb.), 3 *Trochamminoides deformis* (Grzyb.), 4 *T. contortus* (Grzyb.), 5 *Recurvoides walteri* (Grzyb.), 6 *Ammodiscus* ex gr. *incertus* d'Orb., 7 *Dendrophrya robusta* Grzyb., 8 *Rhabdammina anulata* Rzk. 9 *R. linearis* Brady, 10 *Reophax pilulifera* Brady

PL. IV

Fig. 1

Mikrofauna z szarych i szaro-zielonych łupków wapnistych ze Świątkowej i Bodaków × 17

Microfauna from grey and grey-green calcareous slates in Świątkowa and Bodaki

1 Hormosina ovulum (Grzyb.) duże okazy (large specimens), *2 Reophax duplex* Grzyb., *3 R. pilulifera* Brady, *4 Ammodiscus* ex gr. *incertus* d'Orb., *5 Ammodiscus* sp., *6 Trochamminoides deformis* (Grzyb.), *7 T. subcoronatus* Rzk , *8 Dendrophrya robusta* Grzyb., *9 D. latissima* Grzyb., *10 Rhabdammina abyssorum* M. Sars., *11 Saccammina placenta* (Grzyb.)

Fig. 2

Mikrofauna z szarych i szaro-zielonych łupków wapnistych w rzece Białej koło Grybowa. (Fotografowano ogólny zespół fauny występującej w próbkach 12-18) × 17

Microfauna from grey and grey-green calcareous slates in Biała stream near Grybów

1 Dendrophrya robusta Grzyb., *2 D. excelsa* Grzyb., *3 Saccammina placenta* (Grzyb.), *4 Trochamminoides deformis* (Grzyb.), *5 Rhabdammina abyssorum* M. Sars., *6 Trochamminoides elegans* Rzk. *7 Hormosina ovulum* (Grzyb.) duże okazy (large specimens)

Wszystkie zdjęcia wykonał T. Czachowski
All photographs taken by T. Czachowski



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

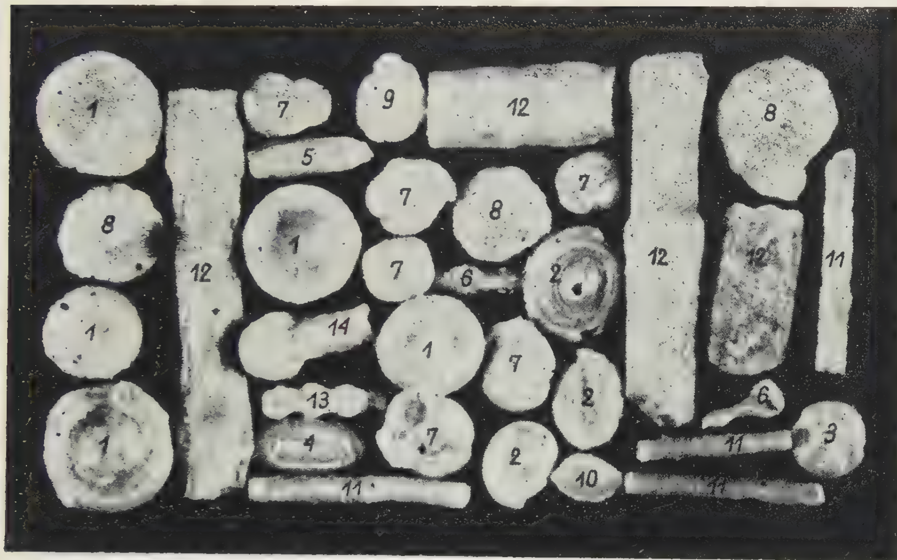


Fig. 1



Fig. 2

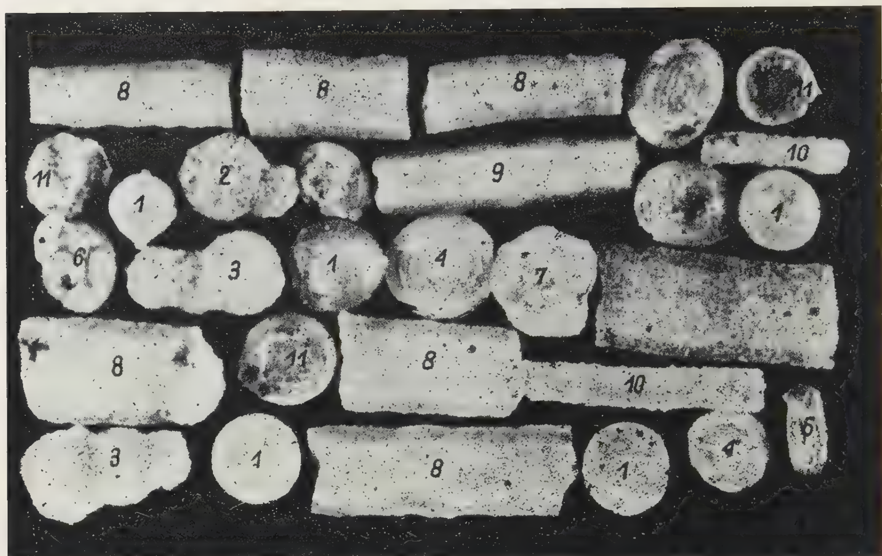


Fig. 1



Fig. 2

STANISŁAW JUCHA i JANUSZ KOTLARCZYK

Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat Polskich

STRESZCZENIE: Łupki jasielskie i diatomity występujące w warstwach krośnieńskich zostały uznane przez autorów za poziomy korelacyjne. Opierając się na rozprzestrzenieniu tych poziomów i ich stosunku do innych warstw określono charakter zmian facjalnych warstw krośnieńskich i serii menilitowej na tle rozwoju paleogeograficznego geosynkliny karpackiej oraz przeprowadzono nowy podział stratygraficzny warstw krośnieńskich. Wprowadzenie opisanych poziomów korelacyjnych pozwoliło na wyjaśnienie wielu dotychczas spornych, oznaczeń wieku serii menilitowej i warstw krośnieńskich.

WSTĘP

Praca niniejsza jest rezultatem dwuletnich studiów przeprowadzonych przez autorów nad diatomitami i łupkami jasielskimi, stanowiącymi swoiste i charakterystyczne petrograficznie wtrącenia w monotonnej serii warstw krośnieńskich.

Zagadnieniem łupków jasielskich zajmował się pierwszy z autorów, drugi zaś opracowywał skały diatomitowe. Obydwie prace podjęto na wiosnę 1956 r. z inicjatywy Prof. Dr H. Świdzińskiego i przeprowadzono niezależnie od siebie. Prace były subsydiowane przez Komitet Geologiczny PAN.

Dotychczasowe badania pozwoliły nie tylko poznać charakter petrograficzny wymienionych skał, ale również wykazały, że łupki jasielskie i diatomity mogą być uważane za poziomy korelacyjne (Jucha 1958, Kotlarczyk 1958b). Wprowadzenie tych nowych poziomów korelacyjnych do badań regionalnych rzuciło nowe światło na szereg ogólniejszych zagadnień, jak zmiany facjalne i stosunki paleogeograficzne, związanych z kompleksem warstw krośnieńskich. W wyniku tego zarysował się nieco od-

mienny od ustalonego przez poprzednich badaczy pogląd na podział i stra
tygrafię warstw krośnieńskich.

Przedstawienie nowych koncepcji autorów jest celem tego artykułu
Autorzy zdają sobie sprawę, że praca nie wyczerpuje wszystkich aspek
tów zagadnień i wyrażają nadzieję, że dalsza kontynuacja studiów pozwol
na ściślejsze sprecyzowanie wysuniętych myśli.

Zasadnicze idee tego artykułu zostały przedstawione i przedysku
towane na posiedzeniu naukowym P. T. G. w Krakowie w dniu 17.III
1958 r.

Wszystkim dyskutantom a zwłaszcza panom: Prof. Dr H. Świdziń
skiemu, Prof. Dr F. Biedzie, Doc. Dr S. Dżułyńskiemu, Doc. Dr T. Wiese
rowi, Mgr A. Ślączce oraz Mgr J. Żytce, Mgr S. Gucikowi i Mgr J. Żgie
towi — składamy serdeczne podziękowanie za rzeczowe uwagi krytyczn
i uzupełnienia.

Ponadto szczególną wdzięczność winni jesteśmy Prof. Dr H. Świ
dzińskiemu za wielokrotne dyskusje i wskazówki dotyczące przeprowa
dzanych badań. Gorąco dziękujemy Prof. Dr A. Tokarskiemu za zainte
resowanie się naszą pracą, krytyczne uwagi i nowe dane odnoszące się d
występowania łupków jasielskich, a Doc. Dr S. Dżułyńskiemu i Mg
A. Ślączce za udostępnienie rękopisu ich pracy "The sedimentation an
the currents directions in the Krosno beds in the Polish Carpathians".

Dziękujemy Prof. Dr S. Wdowiarzowi, Mgr S. Gucikowi, Mgr F. Szy-
makowskiej i Mgr A. Ślączce za dostarczenie próbek i za wskazanie miejs
występowania interesujących nas skał.

ZARYS HISTORII BADAŃ NAD WARSTWAMI KROŚNIEŃSKIMI

Warstwy krośnieńskie szeroko rozprzestrzenione w Karpatach, były
już od czasu E .Tietzego (1889), który nadał im nazwę, przedmiotem wie-
lokrotnie podejmowanych badań zmierzających do ustalenia ich straty-
grafii. Początkowe badania oparte wyłącznie na pracach polowych przy-
niosły obszerny materiał kartograficzny określający rozprzestrzenienie
tych utworów, zapoznały z litologią i zasygnalizowały trudności w usta-
leniu ich podziału na większym obszarze. Duży wkład wnieśli w te prace
B. Bujalski, J. Burtan, K. Ciszewska, K. Guzik, J. Hempel, L. Horwitz
E. Jabłoński, S. Jaskólski, S. Krajewski, M. Książkiewicz, J. Obtułowicz
Z. Opolski, H. Świdziński, H. Teisseyre, A. Tokarski, K. Tołwiński
J. Wdowiarz, S. Wdowiarz, S. Weigner, O. Wyszyński i inni. Stwierdzono
że warstwy krośnieńskie stanowią najmłodsze ogniwo fliszu karpackiego
zachowane w sposób najbardziej kompletny w strefie Centralnej Depresji
Karpackiej oraz w niektórych głębszych synklinach Karpat skibowych

i fałdów dukielskich. Miąższość tej niezwykle monotonnej serii złożonej z naprzemianległych piaskowców mikowych, wapnistych i szarych łupków marglistych oceniono na około 3000 m.

Próby znalezienia horyzontów przewodnich ułatwiających podział tej serii nie dały pomyślnych wyników. Dlatego badania szły w kierunku wydzielenia charakterystycznych pod względem litologicznym kompleksów skał, które by można paralelizować na większych obszarach. Jednakże i tu natrafiono na zasadniczą trudność, polegającą na niemożności przeprowadzenia identycznych wydzieleń na całym obszarze występowania warstw krośnieńskich (przyczyna tego, jak dziś widzimy, leży w zmianach facjalnych warstw krośnieńskich). Dodatkowe przeszkody to: 1) brak wystąpień łupków menilitowych na powierzchni, będących w zasadzie jedynym poziomem odniesienia dla warstw krośnieńskich; 2) wahania granicy pomiędzy serią menilitową a warstwami krośnieńskimi (Świdziński 1936); 3) redukcje lub zdwojenia tektoniczne w obrębie warstw krośnieńskich.

Ostatecznie ustalono (Opolski 1933, Świdziński 1947), że w warstwach krośnieńskich można wyodrębnić idąc od serii menilitowej w górę:

1) warstwy przejściowe złożone z nielaminowanych grubołławicowych piaskowców wapnistych przeławiconych łupkami czarnymi lub brązowymi typu menilitowego. Często występują wśród tych warstw soczewki ankerytu, a w rejonie skibowym również rogowców (Krajewski 1930). Niekiedy utwory te różni badacze włączali bądź do serii menilitowej, bądź do warstw dolno-krośnieńskich;

2) warstwy krośnieńskie dolne, zbudowane z piaskowców wapnistych grubo- i średnioławicowych, z niewielką ilością cienkich wkładek szarych łupków marglistych (pl. V, fig. 1). Ten rozwój litologiczny nie jest typowy dla całego obszaru występowania warstw krośnieńskich, bowiem w SE części fałdu Iwonicza i w niektórych rejonach fałdów dukielskich, poziom ten jest reprezentowany przez serię łupków marglistych;

3) warstwy krośnieńskie środkowe charakteryzują się równym udziałem piaskowców wapnistych i łupków marglistych w swoim zespole. Występują tu, obok piaskowców średnioławicowych, piaskowce cienkoławicowe, o teksturze skorupowej (pl. V, fig. 2). W pewnych obszarach np. na S od Sanoka w kompleksie tym pojawiają się oprócz wyżej wymienionych typów piaskowców również grube partie piaskowców grubołławicowych (Hempel 1930, Horwitz 1930);

4) warstwy krośnieńskie górne obejmują kompleks szarych łupków marglistych dominujących nad piaskowcami płytowymi, skorupowymi rzadko grubołławicowymi (pl. V, fig. 3). W zespole tym we wschodniej części Centralnej Depresji Z. Opolski (1933) notował wystąpienia wkładek czarnych łupków typu menilitowego.

Powyższy trójdzielny (z wyłączeniem warstw przejściowych) podział warstw krośnieńskich nie wszędzie da się prześledzić. W pewnych rejonach w Centralnej Depresji Karpackiej poziom środkowo-krośnieński nie występuje i tam obserwujemy dwudzielność warstw krośnieńskich.

Z powodu tej różnorodności wydzieleń na całym obszarze Karpat, omówione próby podziału nie spełniły wymogów stratygrafii, chociaż niektórzy badacze jak Opolski (op. cit.) uważali, że granice stratygraficzne biegną zgodnie z granicami wyodrębnionych poziomów. Poszukiwano więc rozwiązania tego problemu na drodze szczegółowych badań petrograficznych. Opracowania rozpoczęte przez S. Jaskólskiego (1931, 1939) i prowadzone w ostatnich czasach przez A. Oberca (1947) i Z. Obuchowicza (1957) przyniosły jedynie duży materiał faktograficzny odnośnie do chemizmu i mineralogii badanych skał, kwestię podziału pozostawiając nadal otwartą.

Zawiodły również próby znalezienia poziomów faunistycznych. Nieliczne punkty z ubogą makro- i mikrofauną, a przede wszystkim stosunek do niżej leżących, lepiej udokumentowanych wiekowo łupków menilitowych, pozwoliły jedynie na określenie czasu powstania warstw krośnieńskich na okres od górnego eocenu (Bieda 1947) do miocenu (Masłakova 1955).

Przeprowadzone w ostatnich czasach wszechstronne badania sedymentologiczne w rejonie Beska, pozwoliły Z. Obuchowiczowi (op. cit.) na wysunięcie nowej koncepcji podziału warstw krośnieńskich na dolne i górne. Podziału tego dokonano na podstawie różnicy w kierunkach hieroglifów prądowych w obu częściach kompleksu. Pod tym samym kątem widzenia S. Dżułyński i A. Ślączka (1958) dokonali pomiaru kierunków hieroglifów prądowych na całym obszarze Centralnej Depresji Karpackiej i fałdów dukielskich. Podobnie jak Z. Obuchowicz, wymienieni autorzy podzielili warstwy krośnieńskie na wyższe i niższe. Zastosowanie takiego podziału posiada znaczenie wyłącznie w szeroko pojętych badaniach regionalnych, gdyż na małym obszarze istnieje możliwość utrzymania się tych samych kierunków prądów w czasie całego okresu sedymentacji. Wydaje się, że metoda ta dla celów stratygrafii będzie mało przydatna, oddaje natomiast duże usługi w wyświetleniu stosunków paleogeograficznych.

Prace trzech ostatnich autorów pozwoliły na bliższe sprecyzowanie warunków panujących w basenach sedymentacyjnych warstw krośnieńskich i na wyznaczenie obszarów alimentacyjnych tych utworów. Między innymi badania te dowiodły istnienia lądu (kordyliery) rozdzielającego basen sedymentacyjny omawianych warstw na dwa mniejsze zbiorniki: północny — odpowiadający obszarowi dzisiejszej jednostki skolskiej i południowy — Centralnej Depresji i fałdom dukielskim. Istnienie tego lądu

przewidywali już wcześniej A. Gawel (1931) i S. Wdowiarz (1953) na podstawie badań egzotyków z warstw krośnieńskich okolic Sanoka.

Z pobieżnego przeglądu dotychczasowych badań wynika, że do przeprowadzenia podziału warstw krośnieńskich nieodzowne jest jednak znalezienie jakichś poziomów przewodnich. Poziom taki winien spełniać następujące warunki: 1) musi posiadać charakterystyczne, łatwe do rozpoznawania cechy petrograficzne np. skład mineralny, barwa, odporność na wietrzenie, tekstura; 2) musi mieć znaczne rozprzestrzenienie, w idealnym przypadku powinien występować na całym obszarze macierzystych warstw; 3) musi stanowić osad tego samego wieku, co można stwierdzić bądź pośrednio — wykazując, że charakterystyczny osad występuje raz lub stale tę samą ilość razy w profilu pionowym we wszystkich jednostkach strukturalnych, i analizując genezę charakterystycznego osadu — bądź bezpośrednio na drodze paleontologicznej.

W ostatnich latach odkryto szereg znamiennych litologicznie skał, których przydatność do celów korelacji jest niejednakowa.

Poziom tufitów w fałdach dukielskich, znaleziony i opisany przez A. i J. Tokarskich (1954), okazał się — jak dotąd wiadomo — zjawiskiem lokalnym w warstwach krośnieńskich tego rejonu. Śledzenie go ze względu na nieznaczną miąższość stanowi dużą trudność i ogranicza zastosowanie.

S. Dżułyński i A. Ślączka (op. cit.) wprowadzają do literatury poziom piaskowców glaukonitowych, bardzo charakterystycznych, lecz prawdopodobnie również ograniczonych do północnej części Centralnej Depresji.

Wszystkie wymagane warunki zdaje się natomiast spełniać poziom łupków jasielskich związany z obszarem Centralnej Depresji i fałdów dukielskich. Wprawdzie skały te były znane od lat (Uhlig 1883, 1888), jednakże ich zachowanie się jako poziomu na dużych przestrzeniach, udowodniono dopiero niedawno (Jucha 1958).

Również odkryte przed kilkoma laty diatomity w Karpatach skibowych okazały się horyzontem przewodnim (Kotlarczyk 1955a, 1958b) i mogą tu spełniać podobny cel, jak łupki jasielskie w Centralnej Depresji.

Wreszcie w ostatnich miesiącach T. Wieser[1] znalazł w próbkach, dostarczonych przez J. Żgieta i J. Żytkę z rejonu Karpat skibowych, tufy liparytowe. Tufy te mają dość duży zasięg (potwierdzony również przez . Kotlarczyka) i prawdopodobnie będą mogły stanowić horyzont przewodni.

[1] Informacja ustna na odczycie autorów w P. T. G. w Krakowie w dniu 17.III.1958 oraz referat T. Wiesera w Karp. St. Ter. I. G. dnia 5.V.58.

W dalszym ciągu rozważań zostaną omówione wyłącznie poziomy łupków jasielskich i diatomitów.

METODYKA I ZAKRES BADAŃ

Prace terenowe polegały na poszukiwaniu łupków jasielskich i diatomitów w rejonach, z których opisane były w literaturze wystąpienia rogowców, łupków krzemionkowych, margli rogowcowych i łupków jasielskich w warstwach krośnieńskich. Z uwagi na podobieństwo utworów diatomitowych do serii menilitowej przebadano także zaznaczone na mapie geologicznej małe siodła menilitowe w Karpatach skibowych. W dalszej kolejności przeprowadzono systematyczne badania ciągłych profilów serii menilitowej i warstw krośnieńskich. W każdym przypadku dokonywano szczegółowych obserwacji litologicznych łącznie z profilowaniem, a w razie znalezienia omawianych skał wyznaczano ich pozycję nad stropem łupków menilitowych służącym za poziom odniesienia oraz pobierano próbki do badań laboratoryjnych. Od każdego nowego punktu starano się prześledzić możliwie jak najdalej zasięg poziomu poszukiwanych skał. W poszukiwaniach skał diatomitowych zwrócono szczególną uwagę na warstwy krośnieńskie w jednostce skolskiej (gdzie je po raz pierwszy znaleziono — J. Kotlarczyk 1955), podczas gdy prace nad łupkami jasielskimi sprowadzały się głównie do Centralnej Depresji Karpackiej.

Prace laboratoryjne objęły wykonanie analiz chemicznych, szlifów mikroskopowych oraz szlamowanie próbek w celu znalezienia mikrofauny.

ŁUPKI JASIELSKIE

Charakter litologiczny

Pierwszy opis łupków jasielskich podał V. Uhlig (1883, 1888). Niektórzy z późniejszych badaczy uważali łupki jasielskie za lokalny poziom korelacyjny (Obtułowicz 1927, Strzetelski 1929, Krajewski 1933, Świdziński & Zwierzycki 1939, Świdziński 1947, Tokarski 1947 i inni). W pozostałych pracach opisujących warstwy krośnieńskie można napotkać jedynie luźne wzmianki o łupkach jasielskich. Szerszy opis tych skał przedstawił S. Jucha (1957, 1958), podając wyniki obserwacji opartych na badaniach polowych i laboratoryjnych. Z tego powodu autorzy ogranicza[ją] się do podania w tym miejscu jedynie skróconej ich charakterystyki.

Łupki jasielskie są zespołem warstewek wapiennych białych lub biało-popielatych z odcieniem brązowym, przeważnie doskonale lamino-

wanych, od kilku milimetrów do 10 cm grubości, oddzielonych od siebie osadami typu krośnieńskiego (pl. VI, fig. 1 i 2). Miąższość partii warstw krośnieńskich z tymi wtrąceniami jest zmienna, ale nie przekracza jednak 6 m (fig. 1).

W składzie mineralnym dominuje skrytokrystaliczna substancja wapienna (ponad 90%) z domieszką związków żelaza, substancji ilastej, de-

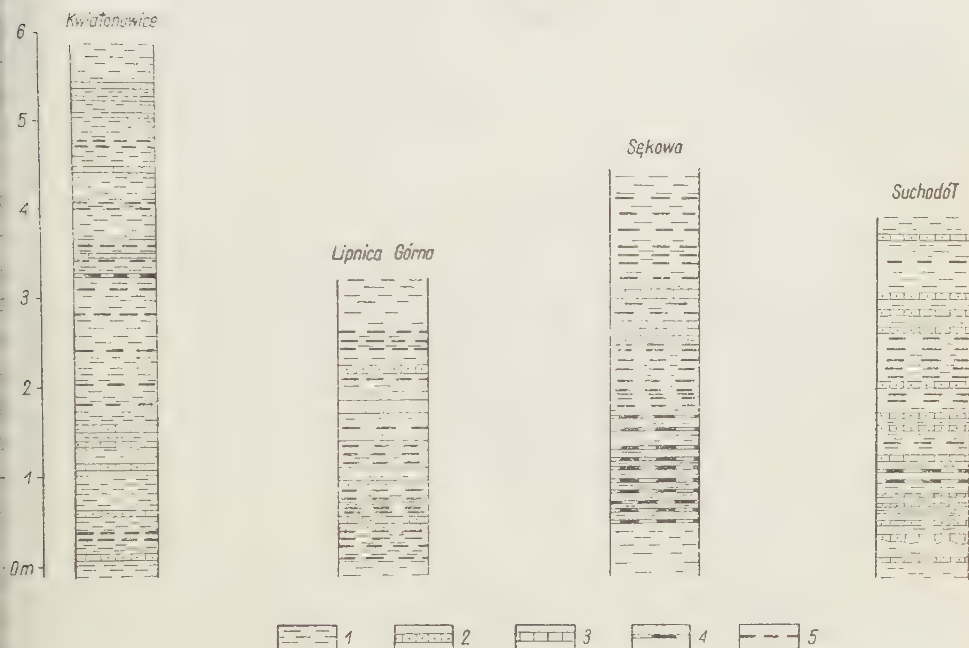


Fig. 1

Profile warstw krośnieńskich z wkładkami łupków jasielskich

1 szare łupki margliste, *2* piaskowce, *3* margle, *4* łupki jasielskie nielaminowane, *5* łupki jasielskie laminowane

Profiles of Krosno beds intercalated by Jasło shales

1 grey marly shales, *2* sandstones, *3* marls, *4* non-laminated Jasło shales, *5* laminated Jasło shales

trytusu roślinnego i rzadko materiału klastycznego (kwarc i muskowit). Prawie wszystkie odmiany drobnowarstwowane w odróżnieniu od niewarstwowanych obfitują w szczątki roślinne i zwierzęce na kontakcie warstewek. Oprócz odcisków ryb występują także oznaczalne liście drzewa laurowego oraz bliżej nie określone fragmenty gałązek drzew i glony.

Utwory typu krośnieńskiego rozdzielające warstewki łupków jasielskich posiadają zmienny charakter litologiczny. Czasem są to piaskowce gruboławicowe z nieznaczną domieszką szarych łupków (np. Górki w synklinie Brzozowa), innym razem łupki wraz z piaskowcami cienko- i średnioławicowymi (okolice Jasła i Krosna), czy wreszcie łupki miejscami piaszczyste (np. okolice Gorlic). W tym ostatnim przypadku margle i łupki margliste typu krośnieńskiego, oddzielające poszczególne wkładki wapienne, zrastają się z nimi w jeden ok. 5 m grubości kompleks. Zjawisko to tłumaczą wyniki analizy chemicznej margli, które wykazują zbliżony do łupków jasielskich skład chemiczny: $CaCO_3$ — 77,8%, $MgCO_3$ — 2,8%, SiO_2 — 10.08%. Reszta do 100%, ogólnie biorąc, przypada na substancje ilaste.

Zmiany facjalne w łupkach jasielskich

Poprzednio (Jucha 1957) wydzielono trzy prawdopodobne poziomy łupków jasielskich (A, B, C), ale w wyniku dalszych prac terenowych skonstatowano, że w około 20 pełnych profilach warstw krośnieńskich tworzą one jednorazowe wtrącenia. W 12-tu przekrojach przez warstwy krośnieńskie występują one wprawdzie również jednorazowo, ale sytuacja geologiczna jest tam skomplikowana przez tektonikę. Określenie wysokości położenia łupków jasielskich nad kompleksem menilitowym napotyka wtedy na trudności.

W trzech profilach warstw krośnieńskich nad dolnym — głównym poziomem łupków jasielskich (dawne poziomy A, B) pojawia się lokalnie rozwinięty nietypowy górny (dawny poziom C). Wskazuje na to sytuacja w przełomie Wisłoka pod Sieniawą i dalej na wschód w tym samym elemencie strukturalnym w Odrzechowej. Łupki jasielskie występują tam w dwu wyraźnych poziomach, w obrębie stropowej części warstw środkowo-krośnieńskich. Poziomy oddzielone są w Sieniawie około 130-metrowym, a w Odrzechowej 150-metrowym pakietem utworów złożonych z gruboławicowych (0,5 m) piaskowców marglistych, skorupowych, bardzo drobnoziarnistych z muskowitem i sieczką roślinną, warstwowanych przekątnie lub równolegle, tworzących około 30% zespołu warstw. Pozostałe około 70% przypada na szare łupki margliste i kilka wkładek około 0,5 m grubości ciemnobrązowych łupków marglistych. Dolny, a zarazem główny poziom łupków jasielskich składa się z kilkunastu parocentymetrowych wapiennych wkładek laminowanych i nielaminowanych, tworzących wtrącenia przeważnie w łupkach marglistych, kremowo-szarych, przegradzanych piaskowcami skorupowymi na przestrzeni 5 m. Poziom górny ma nieco inny charakter związany z tym, że łupki jasielskie nie wykazują tu żadnej laminacji, a prawie zawsze są „przyklejone" do

spągowej powierzchni piaskowców. W kompleksie wspomnianych warstw około 5 m miąższości udało się wyróżnić kilkanaście ławiczek nie przekraczających 1 cm grubości.

Jedynym znanym przykładem lokalnego rozdwojenia głównego poziomu łupków jasielskich jest sytuacja w Górkach w synklinie Brzozowa. Łupki jasielskie odbiegają tu swym charakterem od wszystkich dotąd poznanych. Istnieją tam tylko dwie wkładki wapieni laminowanych grubości około 30 cm, oddzielone od siebie 80-metrowym kompleksem piaskowców gruboławicowych z nieznaczną domieszką szarych i brunatnych łupków marglistych. Pierwsza z nich pojawia się około 170 m nad stropem

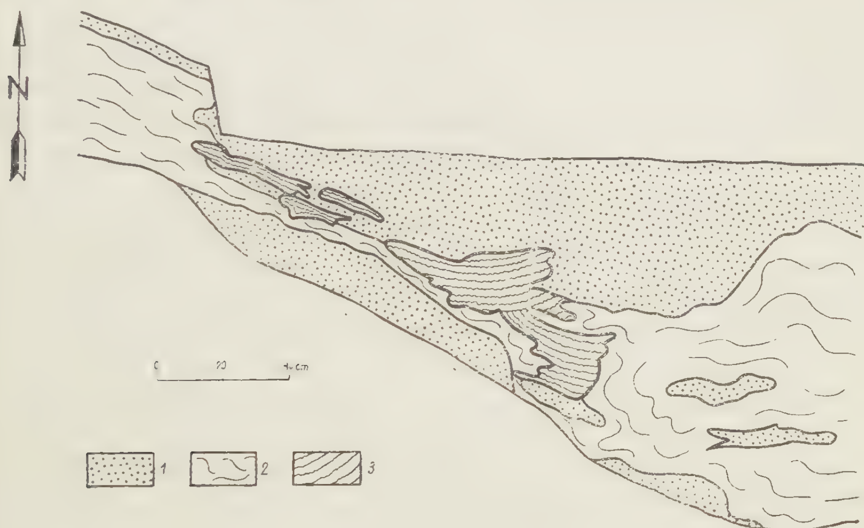


Fig. 2

Łupki jasielskie rozerwane spływem podwodnym po krótkim okresie diagenezy. Warstwy stoją pionowo. Dno wkopu w Górkach koło Brzozowa (plan)

1 piaskowce gruboławicowe (krośnieńskie), *2* łupki margliste (krośnieńskie), *3* łupki jasielskie

Jasło shales broken up by submarine slumping after a brief period of diagenesis. Beds vertically arranged. Bottom of excavation in Górki near Brzozów (plan)

1 thick-bedded Krosno sandstones, *2* marly Krosno shales, *3* Jasło shales

serii menilitowej. Obydwa wtrącenia wapienne nie występują w formie ławic, ale tworzą nieregularne fragmenty porozrywane przez podwodne spływy (fig. 2). W całej serii warstw dolno-krośnieńskich, nawet powyżej młodszej wkładki łupków jasielskich spotyka się ławice lub buły ankerytowe i czarne łupki typu menilitowego. Zaznaczające się tekstury spły-

wowe w omówionym przypadku pozwalają przypuszczać, że łupki jasielskie mogą lokalnie zanikać facjalnie na skutek spływów podwodnych i rozmywania osadu wapiennego przez prądy denne.

W sąsiednich punktach w synklinie Brzozowa charakter łupków jasielskich jest już typowy, z tą jednak różnicą, że występują one na kontakcie warstw dolno- i górno-krośnieńskich, około 350 m nad stropem kompleksu menilitowego.

Niezależnie od charakteru towarzyszących łupkom warstw krośnieńskich, same łupki jasielskie nawet makroskopowo wykazują pewne różnice, polegające przede wszystkim na zmianie grubości i ilości wkładek (przeciętnie ok. 20), oraz na sposobie laminacji (fig. 1).

Biorąc pod uwagę sposób laminacji, można wydzielić trzy typy petrograficzne łupków jasielskich: drobnolaminowane, grubo- i niewyraźnie laminowane oraz nielaminowane. Wszystkie te trzy rodzaje łupków jasielskich występują równocześnie w większości poznanych punktów. Należy dodać, że stosunek ilościowy wtrąceń wapiennych drobnolaminowanych do pozostałych nie jest zawsze stały. Wskazują na to te profile warstw krośnieńskich, gdzie łupki jasielskie pojawiają się tylko w jednej odmianie (np. w Sobniowie — laminowane, a w Bziance czy w Zagórzu — grubowarstwowane obok nielaminowanych.

Łupki jasielskie a wapienie laminowane z serii menilitowej

Według obowiązujących w naszej literaturze poglądów (Świdziński 1947 i in.) łupki jasielskie są osadem związanym wyłącznie z warstwami krośnieńskimi.

Ostatnio wysunięto pogląd (Szakin 1958) uznający wapienie smugowane (łupki jasielskie — przyp. autorów) z warstw krośnieńskich Centralnej Depresji Karpackiej za ekwiwalent wiekowy i facjalny wapieni laminowanych, rozwiniętych w stropowej części serii menilitowej (dolnej) Karpat skibowych. Ponieważ autorzy rozpatrują tę ewentualność w dalszej części artykułu, przytoczone zostaną w tym miejscu charakterystyczne cechy petrograficzne wapieni smugowanych i podkreślone własności wspólne i różniące je od łupków jasielskich.

Spośród zespołu wapieni i margli cienkoławicowych z serii menilitowej, a występujących bądź w jej stropie jak to ma miejsce w Karpatach skibowych, bądź w partii spągowej, rogowcowej jak to można zaobserwować w Centralnej Depresji, zwracają uwagę swym podobieństwem do łupków jasielskich niektóre odmiany laminowane. Niektóre z nich są wręcz identyczne z łupkami jasielskimi (Świdziński 1947, Jucha 1957). Ta sama u obu skał jest często grubość i charakter laminacji, czasem barwa.

która na ogół jest ciemniejsza u wapieni smugowanych. Istotne różnice polegają na mniejszej zawartości $CaCO_3$ i równocześnie większym jego przekrystalizowaniu, większym procencie domieszek detrytycznych i ilastych oraz krzemionki w wapieniach smugowanych. Krzemionka świadczy wprawdzie o innym przebiegu diagenezy łupków jasielskich i wapieni smugowanych, ale przyczyna tego nie musi tkwić w różnicy ich wieku, a zależy od rodzaju skał macierzystych (łupki margliste, rogowce i łupki krzemionkowe). Podobne różnice dotyczą odpowiedników odmian nielaminowanych.

Rozprzestrzenienie łupków jasielskich

Badania wykonane w ostatnim okresie wykazały, że łupki jasielskie posiadają duży zasięg poziomy. Skały te poznane zostały przede wszystkim w Centralnej Depresji Karpackiej między Dunajcem a Sanem. Nieliczne punkty stwierdzono również w warstwach krośnieńskich jednostki podśląskiej w okolicach Ustrzyk Dolnych i w fałdach dukielskich (tabl. I). Nie zostały one dotychczas stwierdzone, ani też nie były sygnalizowane w warstw krośnieńskich Karpat skibowych na obszarze Polski.

W latach 30-tych H. Świdziński znalazł łupki jasielskie w Karpatach Rumuńskich w okolicy Kimpolungu (wiadomość ustna). Również S. Wdowiarz i S. Gucik (Jucha 1958) stwierdzili w 1957 roku obecność łupków jasielskich w warstwach krośnieńskich rumuńskich Karpat fliszowych. Okazy tych skał, jak wykazały szczegółowe badania, nie różnią się niczym od laminowanych łupków jasielskich z opisywanego obszaru Centralnej Depresji. Na tej podstawie S. Jucha (op. cit.) wysunął przypuszczenie, że łupki jasielskie występują także na obszarze Zachodniej Ukrainy. Przypuszczenie to zostało ostatnio potwierdzone przez V. O. Šašina (1958).

Tak duże rozprzestrzenienie łupków jasielskich obejmujące Karpaty polskie, ukraińskie i rumuńskie (przestrzeń ok. 450 km długości) dowodzi dużej stałości facjalnej tych utworów.

Łupki jasielskie jako poziom korelacyjny

Zastanawiający jest stosunek tych skał do wydzielanych kompleksów litologicznych w warstwach krośnieńskich. Polega on na tym, że w jednym profilu warstw krośnieńskich wtrącenia wapienne pojawiają się tylko w dolnym oddziale, w innym tylko w środkowym, czy wreszcie tylko w górnym. Jak wykazały badania autorów, najwyższe położenie nad stropem serii menilitowej zajmują łupki jasielskie w osiowej strefie Centralnej Depresji Karpackiej (linia Gorlice-Mokre), tworząc wtrącenia w warstwach górno-krośnieńskich. Idąc w kierunku północnym ku na-

sunięciu czarnorzeckiemu pojawiają się one wśród warstw środkowo-kroś nieńskich [2] (linia Biecz, Krosno, Sanok) i wreszcie można je obserwowa w piaskowcowej facji warstw dolno-krośnieńskich w synklinie Siedlis koło Tuchowa, w synklinie Brzozowa i w południowym skrzydle fałd Międzybrodzia.

Jednorazowe występowanie głównego poziomu łupków jasielskic w otoczeniu zmieniających się facjalnie utworów krośnieńskich w szereg kompletnych profilów, nasuwa wniosek o jednoczasowym powstaniu teg osadu wapiennego. Drugim zjawiskiem, które przemawia również za tym jest prawie identyczny charakter petrograficzny i skład chemiczny prób okazów pobranych z różnych punktów, oddalonych od siebie nawet o setk kilometrów. Stałość ta uwydatnia się specjalnie w badaniach mikrosko powych.

Omówione powyżej cechy łupków jasielskich, a także ich duży za sięg poziomy, łatwość śledzenia ich w terenie oraz geneza kwalifikują t utwory jako poziom korelacyjny [3].

Geneza łupków jasielskich

Trudno dziś jeszcze dać pełne i ostateczne wytłumaczenie powstani łupków jasielskich. Prawdopodobnie jednak dalsze badania potwierdz wysuniętą niżej hipotezę chemicznego pochodzenia skały [4]. Podstawowy składnikiem łupków jasielskich jest węglan wapnia, występujący w p staci słabo przekrystalizowanego mułu wapiennego. Część substancji wap nistej związana jest w skorupkach globigeryn, skałotwórcza rola otworni jest jednak znikoma (1% objętości skały). Również domieszka ziarn kwa cu, groniastego pirytu, substancji ilastej i bitumicznej jest bardzo ma (1-2% objętości skały). Z obrazu mikroskopowego wynika, że węgla wapnia nie został osadzony w formie klastycznej lecz sedymentował n drodze chemicznej. Źródła substancji węglanowej należy szukać w bas nie sedymentacyjnym warstw krośnieńskich, który był nasycony solan wapnia. Jak podaje Obuchowicz (1957), zawartość $CaCO_3$ w warstwac krośnieńskich wynosi średnio 35% i utrzymuje się w całym profilu pi nowym. Musiała zaistnieć jednak jakaś przyczyna powodująca nagłe i je norazowe wytrącenie się substancji wapnistej na ogromnej przestrze (zbliżonej do dzisiejszego zasięgu łupków jasielskich). Przyczyną tą mog być zmiana pH i Eh, zmiana ciśnienia parcjalnego CO_2 itp. Sedymentac wapieni odbywała się w czasie normalnej sedymentacji utworów kl

[2] Stwierdził to również prof. A. Tokarski — informacja ustna.

[3] Podobny pogląd wypowiadali wielokrotnie w dyskusji prof. H. Świdziń prof. A. Tokarski i prof. S. Wdowiarz.

[4] Podobną myśl wysunął uprzednio Z. Obuchowicz (1957).

stycznych, jak o tym świadczą cieńsze i grubsze wkładki piaskowców i łupków, rozdzielające ławiczki łupków jasielskich oraz równoległa laminacja o charakterze pierwotnym. Laminacja podkreślona jest obecnością detrytusu organicznego, mineralnego, i pirytu. Można stąd sądzić, że osad wapienny, w przeciwieństwie do utworów typu krośnieńskiego, sprzyjał zachowaniu się szczątków organicznych w postaci szkieletów ryb i odcisków roślin.

DIATOMIT Z LESZCZAWKI

Charakter litologiczny

Szczegółowe opisy litologiczne diatomitów są częściowo zawarte w poprzednich pracach (Kotlarczyk 1955b, 1958a, 1958b) i będą w dalszym ciągu przedmiotem specjalnych opracowań. Na tym miejscu pragniemy zwrócić uwagę na specjalne cechy skał diatomitowych, będących nieco zdiagenezowaną i złupkowaną odmianą ziemi okrzemkowej.

Diatomity tworzą w obrębie wyższej części warstw krośnieńskich Karpat Przemyskich dwie serie (serie w znaczeniu litologicznym), o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów w odstępie kilkusetmetrowym. Seria wyższa stanowi najmłodsze osady fliszowe w tym rejonie Karpat Skibowych. Obie serie diatomitowe osiągają najpełniejszy rozwój w synklinie Nozdrzca-Leszczawki-Trzciańca (tabl. I i fig. 3). Serie te zbudowane są z tych samych elementów litologicznych — diatomitów różnych odmian, łupków ilastych, piaskowców wapnistych i niewapnistych, rogowców, oligonitów i tufów, przy czym seria górna jest bogatsza w pakiety piaskowcowe. W spągu obu serii leży 1-2 m pakiet twardych łupków krzemionkowych, rogowcowatych lub zespół kilku ławiczek brązowych rogowców (fig. 3). Mimo tej ostro makroskopowo wyrażonej granicy spągowej, istnieje stopniowe przejście do niżej leżących warstw krośnieńskich. Przejście odbywa się na przestrzeni kilku, miejscami kilkudziesięciu metrów i polega na stopniowym eliminowaniu w kierunku serii diatomitowej krośnieńskich łupków marglistych przez ilaste łupki krzemionkowe (niekiedy ze szczątkami ryb) i piaskowców wapnistych przez niewapniste. W podobny sposób dolna seria diatomitowa przechodzi w warstwy krośnieńskie w odwrotnym kierunku, tzn. ku górze.

Głównym składnikiem (dochodzącym do 99%) serii diatomitowej są grubołupliwe diatomity barwy jasnobrązowej (pl. VII, fig. 1), czasem kremowo-białej, zawierające domieszki substancji ilastej, oraz w rozmaitej ilości detrytus mineralny i zwierzęcy. Możemy wśród nich wyróżnić szereg odmian od porowatych — po rogowcowate.

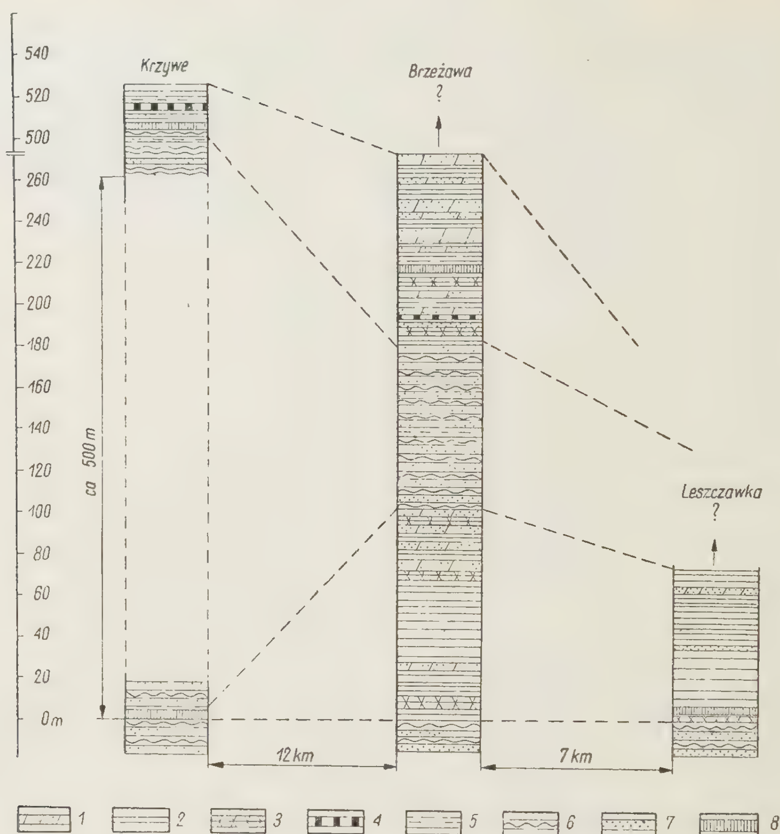


Fig. 3

Profile litologiczne serii diatomitowych w synklinie Dydni (Krzywe) i w synklinie Leszczawki (Brzeżawa-Leszczawka). Obie serie diatomitowe wykazują zmiany miąższości i składu litologicznego

1 piaskowce niewapniste, *2* diatomity, *3* łupki rogowcowate, *4* rogowce, *5* łupki ilaste niewapniste, *6* łupki margliste (krośnieńskie), *7* piaskowce wapniste krośnieńskie, *8* tufy

Lithological profiles of diatomite series in the syncline of Dydnia (Krzywe) and Leszczawka (Brzeżawa-Leszczawka). Both diatomite series show changes of thickness and lithology

1 non-calcareous sandstones, *2* diatomites, *3* cherty shales, *4* cherts, *5* non-calcareous argillaceous shales, *6* marly Krosno shales, *7* calcareous Krosno sandstones, *8* tuffs

Drugim co do ilości ważnym składnikiem są piaskowce niewapniste grubo- i średnioławicowe, brązowo-szare, nielaminowane, miejscami mające charakter „skamieniałego błota". Trafiają się również niewapniste

Mapa rozmieszczenia diatomitów i łupków jasielskich w Karpatach Środkowych
(geologia wg H. Świdzińskiego)

Distribution of diatomites and Jasło shales in the Central Carpathians
(geology after H. Świdziński)



1 seria magurska, 2 utwory starsze od warstw krośnieńskich, 3 warstwy krośnieńskie, 4 diatomity 5 wystąpienia łupków jasielskich, 6 zinterpretowany przebieg wychodni łupków jasielskich, 7 brzeg Karpat, 8 główne nasunięcia

1 Magura series, 2 deposits older than Krosno beds, 3 Krosno beds, 4 diatomites, 5 occurrence of Jasło shales, 6 interpreted course of Jasło shales exposures, 7 margin of Carpathians, 8 major overthrusts. I "Skiba" Carpathians (Skole Unit), II Central Depression, III Dukla Folds, IV Magura Unit

piaskowce i aleuryty cienkoławicowe barwy popielatej. Piaskowce cienkoławicowe typu krośnieńskiego spotyka się rzadko.

Między ławicami piaskowców, a także wśród diatomitów występują cienkie wkładki łupków ilastych lub ilasto-krzemionkowych, brązowych, popielatych i zielonych, nie przekraczające kilkudziesięciu centymetrów grubości.

Podrzędnie w różnych partiach serii diatomitowych występują brązowe, cienkie, 3-5-centymetrowe rogowce, wyklinowujące się soczewkowato, jak również tej grubości soczewki popielatych oligonitów.

Popielato zielonkawe tufy występują w ławiczkach od kilkunastu centymetrów do metra grubości, w spągowych partiach obu serii diatomitowych — Leszczawka, Brzeżawa, Krzywe jak również w obrębie tych serii — Huta, Krzywe (fig. 3). Makroskopowo tufy niczym nie różnią się od piaskowców niewapnistych i za te ostatnie były do niedawna uważane.

Rozprzestrzenienie

Obecnie znamy wystąpienia diatomitów w synklinie Nozdrzca-Leszczawki-Trzciańca oraz w synklinie Dydni-Tyrawy Wołoskiej (tabl. I). W obu przypadkach wykształcone są, choć niejednakowo, dwie serie diatomitowe. Tworzą one jądrowe partie obu wyżej wymienionych synklin, przy czym górna seria diatomitowa zachowała się w miejscach największej depresji podłużnych osi łęków. Z tego powodu seria ta ma mniejszy zasięg poziomy niż dolna.

W synklinie Leszczawki wychodnie dolnej serii diatomitowej ciągną się w obu skrzydłach na długości 17 km między Hutą na NW a Kuźminą na SE. Długość wychodni serii górnej wynosi około 6 km.

W synklinie Dydni dolna seria znana jest dotąd z jednego punktu. Należy przypuszczać, że ze względu na redukcje tektoniczne pd.-zachodniego skrzydła synkliny, wychodnie tej serii będzie można prześledzić tylko w skrzydle pn.-wschodnim. Górna seria diatomitowa wypełniająca jądro łęku ciągnie się na długości ok. 10 km w rejonie Dydni i Krzywego. Wydaje się, że śladem dolnej serii diatomitowej w tej synklinie, ale w rejonie Tyrawy Wołoskiej, są znalezione i wskazane uprzejmie przez mgr F. Szymakowską skały, które J. Kotlarczyk określił jako tufy (pl. VII, fig. 2). Ponieważ tufy ocalały tu przed erozją znajdując się w samym jądrze łęku, prawdopodobieństwo przynależności ich do jakiejś wyżej leżącej, a zdartej serii diatomitowej nie może być odrzucone.

Poza wymienionymi synklinami występują w podobnej sytuacji w okolicach Strzyżowa (tabl. I) łupki brązowe, krzemionkowo-ilaste. Można by je uznać za odpowiednik dolnej serii diatomitowej (Kotlarczyk

1958b). Nad tymi łupkami widać tylko dolną część kompleksu krośnień skiego, przedzielającego serie diatomitowe. Wyższa część tego kompleks i ewentualna górna seria diatomitowa zostały przykryte przez nasunięt od południa jednostki śląskie.

Serie diatomitowe jako poziomy korelacyjne

Na podstawie badań terenowych stwierdzono, że obie serie diatomi towe zajmują rozmaite położenie względem stropu łupków menilitowyc w omawianych synklinach. Jednakże można udowodnić równoczesne pc wstanie każdej serii w różnych obecnie jednostkach strukturalnych. Inny mi słowy można przeprowadzić korelację poszczególnych wystąpień ser diatomitowych.

Za równoczesnością przemawiają:

1. podobieństwo litologiczne serii diatomitowych w obu synklinach
2. sposób powstania serii diatomitowych. Tak wielkie masy okrze mek mogły rozwinąć się i osadzić tylko w jakichś specyficznych i nagl powstałych w basenie sedymentacyjnym warunkach, jak dopływ krze mionki, zmiana zasolenia wody itp. Oczywiście ta zmiana warunków mu siała wystąpić równocześnie na tak bliskich siebie obszarach dzisiejszyc synklin i wywołać podobny skutek;
3. pozycja stratygraficzna serii diatomitowych — najwyższa w pro filach obu synklin [5]. Jeżeli na diatomitach górnej serii kończy się sedy mentacja fliszu, to trzeba przyjąć, że to zakończenie czy przerwanie sedy mentacji musiało nastąpić równocześnie w punktach oddalonych od siebi zaledwie o kilkanaście kilometrów. Stąd wniosek, że skały osadzone prze przerwaniem sedymentacji są równowiekowe;
4. dwoistość serii diatomitowych w obu synklinach. Świadczy on o podobnej historii rozwoju osadów okrzemkowych i ułatwia ich para lelizację.

Możemy więc mówić o dolnym korelacyjnym poziomie diatomito wym *sensu stricto* (dolna seria diatomitowa) i górnym korelacyjnym po ziomie diatomitowym *sensu stricto* (górna seria diatomitowa). Biorąc za oba poziomy i rozdzielający je pakiet warstw krośnieńskich jako całoś możemy mówić o poziomie diatomitowym *sensu lato*.

Dzięki obecności rogowców i łupków krzemionkowych, które tworz w morfologii grzędy, a w zwietrzelinie łatwo są widoczne, poziomy diato

---

[5] Ewentualnym oponentom podnoszącym zarzut, że młodsze warstwy mog ulec zerodowaniu, chcemy odpowiedzieć, że musiałby to być jakiś szczególny przy padek, ażeby erozja zatrzymała się akurat na górnej serii diatomitowej, mimo różn w obu przypadkach pozycji tej serii nad stropem łupków menilitowych. Niemni uwzględniając i tę ewentualność, wystarcza pozostałych argumentów, by uzasadn znaczenie serii diatomitowych jako poziomów korelacyjnych.

mitowe można śledzić z łatwością. Przy pewnej wprawie można je łatwo odróżnić od utworów menilitowych, a w przypadkach wątpliwych płytki cienkie szybko sprawę rozstrzygną.

Skłania to autorów do uznania poziomów diatomitowych za horyzonty korelacyjne spełniające wymogi kryteriów stratygraficznych.

Zmiany facjalne poziomów diatomitowych

Serie diatomitowe podlegają znacznym zmianom facjalnym we wszystkich kierunkach. Zmiany te można obserwować w poszczególnych odkrywkach (fig. 4), w poprzecznych przekrojach przez synklinę, wzdłuż

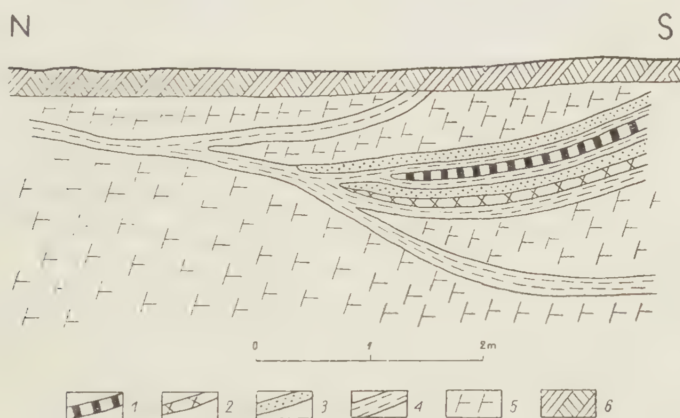


Fig. 4

Odkrywka spągowej części dolnej serii diatomitowej w Leszczawce k. kuźni. Widoczne duże zmiany facjalne na niewielkiej przestrzeni

1 rogowce, *2* oligonity, *3* piaskowce, *4* łupki ilaste, *5* diatomity piaszczyste, *6* gleba

Outcrop of the basal part of the lower diatomite series in Leszczawka near the smithy. Important facial changes over a small area

1 cherts, *2* oligonites, *3* sandstones, *4* argillaceous shales, *5* arenaceous diatomites, *6* soil

podłużnych osi łęków i wreszcie w różnych jednostkach tektonicznych (fig. 3). Zmiany polegają głównie na wzajemnym zastępowaniu się poszczególnych typów diatomitów między sobą, a także diatomitów z piaskowcami niewapnistymi, a w mniejszym stopniu na zamianie z innymi

elementami litologicznymi. I tak np. dolny poziom diatomitowy wykazuje nabrzmiewanie pojedynczych wkładek piaskowców do grubych pakietów wzdłuż osi synkliny Leszczawki, w kierunku Brzeżawy. Następuje wskutek tego rozszczepienie jednolitego kompleksu diatomitowego na szereg cienkich.

Inny przykład: najlżejsze i najbardziej porowate typy diatomitów w największej masie występują w dolnej serii diatomitowej w rejonie Leszczawki. W stronę pn.-zachodnią stopniowo zanikają one przechodząc w odmiany brązowe, mało porowate a nawet ilaste (Huta). W tej synklinie i w tej samej serii odmiany białych cienkoławicowych diatomitów o zlewnym przełamie „porcelanowym" występują tylko w rejonie Huty.

Najbardziej stałym poziomem jest spągowy kompleks rogowców i łupków rogowcowatych. Jednak i tu widać pewne różnice jak np. szczególnie dobrze rozwinięte zespoły rogowców w górnej serii diatomitowej w Krzywem, gdzie brak ich zupełnie w serii dolnej.

Zmiany dotyczą również całkowitej miąższości serii diatomitowych, np. dolna seria diatomitowa w Leszczawce ma miąższość 30-80 m, w Brzeżawie 100 m, a w Krzywem tylko kilka metrów (fig. 3). Mamy tu zatem do czynienia z zastępowaniem serii diatomitowej jako całości przez warstwy krośnieńskie.

Wszystkie te zmiany nie prowadzą jednak do zatracenia swoistego piętna serii diatomitowych. W jednym może przypadku wykształcenie dolnej serii diatomitowej odbiega od ogólnego obrazu — mianowicie w Krzywem kilkumetrowy pakiet składa się tylko z tufów i łupków ilastych zawierających okrzemki. Obserwujemy zatem cienienie dolnej serii diatomitowej z równoczesnym zanikaniem utworów organogenicznych w kierunku południowym od synkliny Leszczawki. Można to wytłumaczyć zmianą warunków sedymentacyjnych wywołaną zwiększaniem się głębokości basenu w tym kierunku. W głębszej bowiem części basenu panowały mniej sprzyjające warunki dla rozwoju okrzemek (por. rozdział geneza diatomitów), a sedymentacja warstw krośnieńskich, przebiegająca szybciej, utrudniała wykształcenie pełnej serii diatomitowej. O tym ostatnim zjawisku świadczy powstanie około 500-metrowego kompleksu utworów krośnieńskich przedzielających dolną i górną serię diatomitową w Krzywem, podczas gdy w synklinie Leszczawki seria ta liczy tylko 100 m.

Geneza diatomitów

Wydaje się, że możemy już obecnie odpowiedzieć na pytanie kiedy, dlaczego i gdzie osadził się diatomit z Leszczawki.

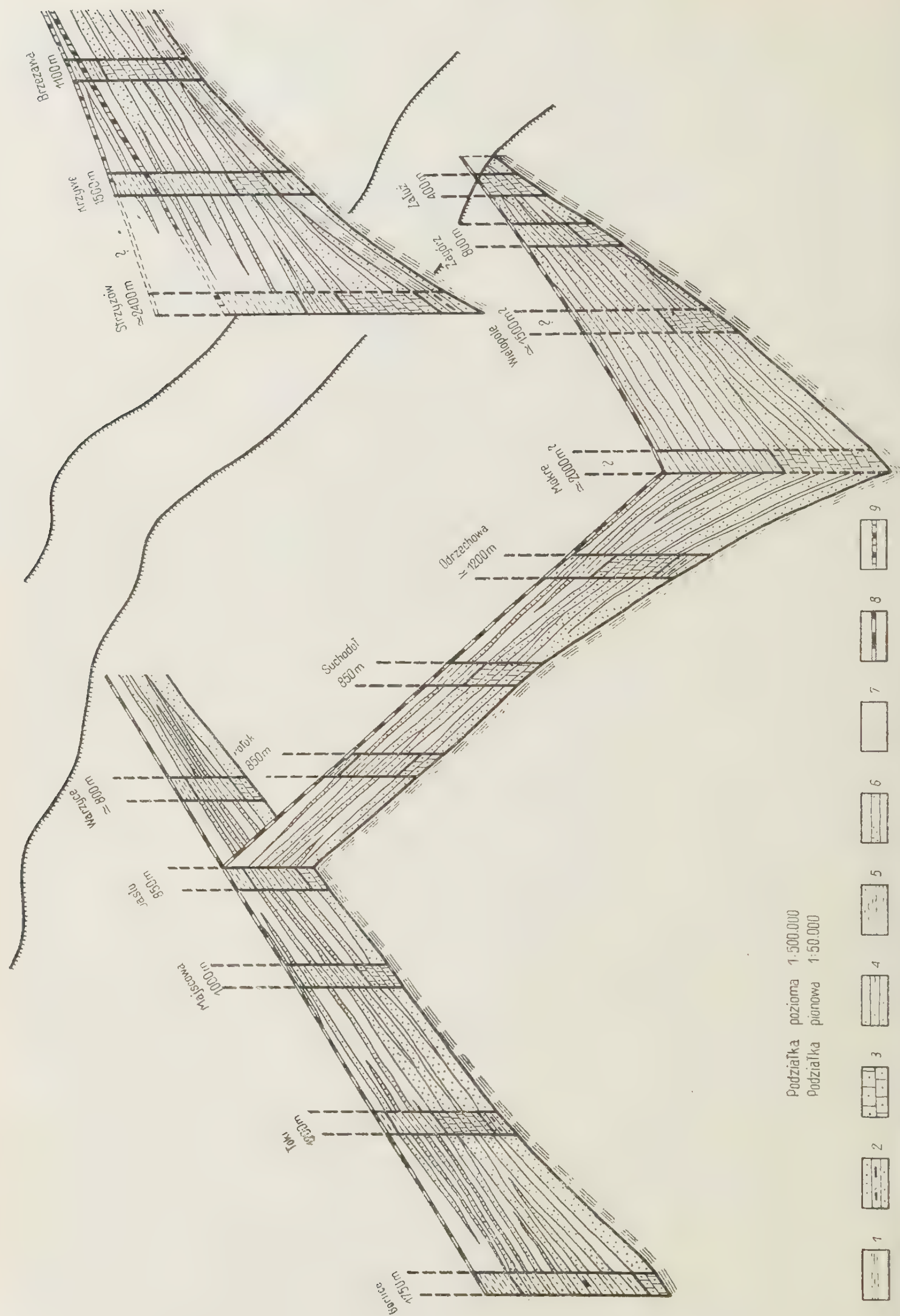
Omawiany diatomit, a zwłaszcza jego bardziej porowate odmiany, jest typową skałą organogeniczną. Pancerzyki okrzemek zajmują do 65%

objętości skały (pl. VIII, fig. 1 i 2). Wśród licznych gatunków występują, zwłaszcza w spągowych partiach serii, przedstawiciele klasy Pennatae, która — jak podaje A. N. Krištofovič (1957) — pojawiła się dopiero w oligocenie i największy rozkwit osiągnęła w miocenie. Można by więc na tej podstawie określić dolną granicę wiekową powstania diatomitów z Leszczawki na pewny oligocen, przy czym ze względu na masowe występowanie tych form w naszym przypadku, można zaryzykować przypuszczenie, że sedymentacja diatomitów przetrwała do dolnego miocenu.

Obecność wkładek tufowych w seriach diatomitowych Leszczawki (Kotlarczyk) i Krzywego (Wieser), jak również występowanie elementów piroklastycznych w piaskowcach serii diatomitowych i w samych diatomitach (Kotlarczyk 1955b), pozwala wiązać genezę diatomitów z pojawieniem się w basenie sedymentacyjnym krzemionki pochodzenia wulkanicznego. Te liparytowe tufy należałoby wiązać z wylewami law liparytowych Karpat Wewnętrznych, których pierwsza faza miała nastąpić według M. Kuthana (1948) w okresie od górnego oligocenu po burdygał. Uzyskanoby w ten sposób potwierdzenie granic wiekowych serii diatomitowych, a tym samym wieku najmłodszych osadów krośnieńskich (górny oligocen — dolny miocen); nie można jednak odrzucać możliwości pochodzenia krzemionki opalowej potrzebnej do budowy pancerzyków okrzemek, z rozkładu substancji ilastych, na co zwrócił już uwagę J. Murray (fide M. V. Klenova 1948, p. 168). Tym bardziej nie należy odrzucać tej ewentualności, gdyż okrzemki związane są z facją łupków krzemionkowo-ilastych i w historii Karpat pojawiły się w osadach menilitowych (Filipescu 1930, Pokorny 1947, Gaweł 1951, Kuźniar 1952, Kamieński & Tokarski 1958, Kotlarczyk 1958a).

Pozostaje odpowiedzieć na trzecie pytanie — w jakim środowisku powstały diatomity. Otóż ostatnio utrzymuje się w literaturze pogląd (Breile 1956), że najkorzystniejsze warunki rozwoju i osadzania się okrzemek istnieją w strefach litoralnych. Wydaje się więc, że olbrzymie masy okrzemek wchodzących w skład diatomitu z Leszczawki osadzały się w środowisku płytkim, niezbyt odległym od brzegu. Utwierdza nas w tym przekonaniu również obecność wspomnianych form z klasy Pennatae, występujących w strefach litoralnych (Proškina & Ławrenko 1955).

Prawdopodobnie diatomity osadziły się wzdłuż całego północnego i wschodniego brzegu basenu sedymentacyjnego warstw krośnieńskich o czym świadczy ich występowanie w podobnej sytuacji stratygraficznej w Rumunii (Onescu 1951). Dzisiejszy obraz rozmieszczenia diatomitów jest wynikiem erozji, która zniszczyła te najmłodsze utwory fliszu karpackiego na znacznych obszarach, a także być może małego stopnia ich poznania, zwłaszcza w rejonie Karpat Wschodnich.


Brzezawa 1100m
Strzyżów ≈2400m
Załuż 400m
Zagórz 800m
Wielopole ≈1500m?
Mokre ≈2000m?
Odrzechowa ≈1200m
Suchodół 850m
Warzyce ≈800m
Jasło 850m
Majscowa 1000m
Gorlice 1750m
Podziałka pozioma 1:500.000
Podziałka pionowa 1:50.000
1
2
3
4
5
6
7
8
9

NOWE POZIOMY KORELACYJNE A PROBLEM ZMIAN FACJALNYCH W WARSTWACH KROŚNIEŃSKICH

Uznanie łupków jasielskich i diatomitów za poziomy korelacyjne prowadzi do bardzo ciekawych wniosków stratygraficznych oraz stawia problem zmian facjalnych w warstwach krośnieńskich w zupełnie nowym świetle.

Jak widać na przekrojach basenów sedymentacyjnych warstw krośnieńskich (fig. 5), łupki jasielskie i diatomity zajmują rozmaite położenie nad stropem łupków menilitowych w różnych częściach basenu, a także występują wśród różnych zespołów litologicznych warstw krośnieńskich. Oba te zjawiska postaramy się omówić szczegółowo i w miarę możności wytłumaczyć.

Patrząc na obszar występowania warstw krośnieńskich w rejonie Centralnej Depresji, widzimy szczególną prawidłowość w zmianie położenia poziomu łupków jasielskich nad stropem serii menilitowej, polegającą na stałym zmniejszaniu się tej wysokości w kierunku północnym. W podobny sposób zachowuje się poziom diatomitowy w rejonie Karpat skibowych. To wyklinowywanie się jak gdyby warstw krośnieńskich, ujętych w kleszcze łupków menilitowych i opisywanych poziomów korelacyjnych, jest widoczne na przekrojach (fig. 5). Należy tu nadmienić, że ujęte w ten sposób warstwy krośnieńskie w obu jednostkach tektonicznych nie są równoważne wiekowo, gdyż obydwa poziomy powstały w różnym czasie, przy czym diatomity są osadem znacznie młodszym. Stosunek obu poziomów zostanie omówiony w następnym rozdziale.

Charakter tych zmian może być przedstawiony przede wszystkim w rzucie poziomym, dlatego autorzy pokusili się o sporządzenie mapy

---

Fig. 5

Przekroje przez baseny sedymentacyjne warstw krośnieńskich — północny (skibowy) i południowy (centralny). Widoczna tendencja do wzrostu miąższości warstw krośnieńskich pod poziomami przewodnimi w kierunku południowym. Poziomy przewodnie ścinają ukośnie rozmaite pod względem litologicznym kompleksy warstw krośnieńskich

1 seria menilitowa, *2* warstwy krośnieńskie „przejściowe", *3* w-wy krośnieńskie dolne, *4* w-wy krośnieńskie środkowe, *5* w-wy krośnieńskie górne, *6* piaskowce, *7* szare łupki margliste, *8* łupki jasielskie, *9* utwory diatomitowe

Sections of the northern (Skole Unit) and southern (central) sedimentation basins of the Krosno beds. Tendency to increased thickness of Krosno beds below the index horizons, in a southern direction. Index horizons obliquely shear off lithologically differentiated Krosno beds

1 menilite beds, *2* "pasage" Krosno beds, *3* lower Krosno beds, *4* middle Krosno beds, *5* upper Krosno beds, *6* sandstones, 7 grey marly shales, *8* Jasło shales, 9 diatomite deposits


Leszczawka
Tyrawa Woł.
Wańkowa
Nozdrzec
Krzywe
Załuż
Zagórz
LESKO
SANOK
Wielopole
Mokre
Odrzechowa
BRZOZÓW
STRZYŻÓW
KROSNO
Bzianka
Suchodół
Rymanów
Iwonicz Zdrój
Odrzykoń
Warzyce
JASŁO
Majscowa
Toki
Dukla
Biecz
Olszyny
Kwiatonowice
GORLICE
Tuchów
Lipnica
0
10
20 km
1
2
3
4
5
6
7

Fig. 6

izopachytowej wydzielonych kompleksów warstw krośnieńskich (fig. 6). Równoczesne posłużenie się tą mapą i przekrojami ułatwi znacznie autorom przekazanie swych myśli.

Opis i interpretacja mapy izopachytowej

Wszelkie zmiany zachodzące w warstwach krośnieńskich należy rozpatrywać w konturach pierwotnego basenu. Wobec tego pierwszym etapem sporządzenia mapy izopachytowej było rozprostowanie dzisiejszych fałdów, zniekształcających obraz paleogeograficzny. W tym celu „rozciągnięto“ fałdy posługując się przekrojami H. Świdzińskiego przez Karpaty wzdłuż linii Tuchów-Stróże, Strzyżów-Dukla i Bircza-Baligród. W przypadku Centralnej Depresji dokonano tego poczynając od brzegu nasunięcia węglowiecko-czarnorzeckiego w kierunku południowym, prostopadle do osi fałdów (zaznaczonych na mapie izopachytowej). Ponieważ rozprostowaniu musiały ulec również fałdy pod nasuniętymi półwyspami tektonicznymi Harklowej i Łużnej, a równocześnie zaznaczyć chcieliśmy zasięg płaszczowiny magurskiej w tym rejonie, zarys wymienionych półwyspów uległ odpowiednim zniekształceniom. Ze względu na małą ilość danych pominięto na razie obszar fałdów dukielskich. Struktury Karpat skibowych wyprostowano podobnie, ale w kierunku pn.-wschodnim od granicy nasunięcia. Ze względu na brak dokładniejszych danych co do wielkości amplitudy nasunięcia wzdłuż całego jego przebiegu, rozprostowano tylko widoczne na powierzchni fałdy omawianej jednostki. W wyniku tego otrzymano niekompletny obraz regionu skibowego i zniekształcone nieco, zwłaszcza w części zachodniej, przebiegi osi fałdów.

Fig. 6

Mapa izopachytowa wydzielonych kompleksów warstw krośnieńskich pod przewodnimi horyzontami łupków jasielskich i diatomitów

1 warstwy krośnieńskie, *2* zarysy rozprostowanych struktur tektonicznych, *3* główne nasunięcia, *4* zarysy nasuniętej serii magurskiej, *5* stwierdzony i przypuszczalny przebieg izopachyt warstw krośnieńskich pod poziomem łupków jasielskich, *6* stwierdzony i przypuszczalny przebieg izopachyt warstw krośnieńskich pod utworami diatomitowymi (region skolski), *7* izopachyty warstw krośnieńskich dolnych w facji piaskowców gruboławicowych

Isopachous map of Krosno beds below index horizons of Jasło shales and diatomites

1 Krosno beds, *2* outlines of "unfolded" structures, *3* major overthrust, *4* contours of the overthrust Magura series, *5* ascertained and hypothetical course of Krosno beds isopachytes below the Jasło shales horizon, *6* ascertained and hypothetical course of Krosno beds isopachytes below diatomite deposits (Skole region), 7 Lower Krosno beds isopachytes in facies of thick-bedded sandstones

Na otrzymany obraz naniesiono w rejonie Centralnej Depresji dwadzieścia punktów ze znanym położeniem łupków jasielskich nad serią menilitową. W regionie skibowym uwzględniono pozycję dolnej serii diatomitowej nad stropem łupków menilitowych w synklinie Leszczawki (wzdłuż całej wychodni), w synklinie Dydni, oraz wzięto pod uwagę sytuację tufów z Tyrawy Wołoskiej i łupków krzemionkowych z okolic Strzyżowa. Na podstawie naniesionych punktów wyznaczono na mapie, stosując interpolację, przebieg linii równych miąższości (izopachyt) wydzielonych kompleksów warstw krośnieńskich, przyjmując za moduł 100 m.

Na nieznacznym obszarze Centralnej Depresji udało się wykreślić dodatkowo izolinie miąższości warstw dolno-krośnieńskich w facji piaskowców gruboławicowych.

Otrzymany obraz warstwicowy pozwala na dokładne prześledzenie charakteru zmian miąższości warstw krośnieńskich. Omówione zostaną kolejno obie jednostki.

a) Centralna Depresja.

Obserwujemy tu w południowej jej części maksymalne miąższości (ok. 1800 m) wydzielonego kompleksu (fig. 6). Równoleżnikowy prawie układ izopachyt wskazuje na podobny przebieg osi basenu (linia Gorlice-Mokre), zanurzającej się nieco w kierunku wschodnim. Na północ od tej osi miąższości warstw krośnieńskich pod łupkami jasielskimi maleją do około 300 m w rejonie nasunięcia, jednakże w różnych częściach zmiana ta następuje niejednakowo. I tak na zachodzie miąższości szybko maleją, aż po fałd Biecza (850 m), dalej ku północy spadek miąższości jest bardzo powolny, aż po linię około 300 m w okolicy Tuchowa. W podobny sposób następuje zmiana miąższości na południku Krosna, odmiennie zaś na południkach Jasła i Sanoka. W rejonie Jasła obserwujemy wyraźne wygięcie się izolinii w kierunku północnym, z którego wynika równomierne stałe zmniejszanie miąższości. Na wschód od południka Krosna izopachyty wyginają się esowato ku północy, przy czym w rejonie Leska następuje bardzo nagłe zmniejszenie się miąższości. Omówione odstępstwa od równoległego przebiegu warstwic świadczą o istnieniu w skłonie basenu poprzecznych, ciągle obniżających się rynien, w których osadzały się większe ilości materiału (np. w rynnie Jasła). Natomiast w okolicach Tuchowa i Krosna, gdzie przebieg izopachyt wskazuje na pewne utrzymywanie się stałych i niezbyt dużych miąższości, mielibyśmy do czynienia z łagodniejszymi skłonami sztywniejszych partii dna. Poprzeczne depresje dna w rejonie Jasła uzasadniałyby w pewnym stopniu największy w tym miejscu zasięg płaszczowiny magurskiej w kierunku północnym.

Przebieg linii równych miąższości daje jasny obraz zmian zachodzących w warstwach krośnieńskich, starszych od poziomu łupków jasielskich i wymownie sugeruje konieczność wprowadzenia lądu (lub wału) na zachód od Sanoka (kordyliera sanocka Dżułyńskiego i Ślączki).

b) Region skibowy.

Analogiczny charakter zmian miąższości w kierunku pn.-wschodnim obserwujemy również w tej jednostce.

Oś basenu ma przebieg NW-SE i znajduje się częściowo pod nasunięciem. Z uwagi na wysunięte poprzednio zastrzeżenia przebieg osi, jak też równoległych do niej izolinii, nie odpowiada być może ściśle prawdzie, niemniej jednak generalny charakter i kierunek zmian można z niego odczytać. Również i tutaj zmniejszanie się miąższości warstw krośnieńskich postuluje bliskie sąsiedztwo brzegu na północy (krawędź geosynkliny karpackiej).

Oprócz obrazu paleogeograficznego basenów krośnieńskich, mapa izopachytowa dostarcza niezbitych dowodów na zmiany facjalne, wyrażające się w równoczesności osadów o różnej miąższości. I tak np. 300-metrowemu kompleksowi warstw z rejonu Brzozowa odpowiada wiekowo 1500-metrowy pakiet z rejonu Iwonicza.

Zaskakujące jest porównanie profilów litologicznych takich równowiekowych zespołów warstw, gdzie widać jak pakiety gruboławicowych piaskowców przechodzą bocznie w serię łupkowo-piaskowcową. Przykłady tego rodzaju przejść facjalnych podane są na figurze 5. Wynika z nich, jak trudne do przeprowadzenia były próby podziału stratygraficznego na podstawie wydzieleń litologicznych i korelacja tych ostatnich.

Wydzielone kompleksy litologiczne (zespoły piaskowcowe, piaskowcowo-łupkowe i łupkowe) tworzą w obrębie serii krośnieńskiej wyraźnie zazębiające się litofacje. Przyczyny tych zmian tłumaczy znów mapa izopachytowa.

I tak w pobliżu północnego brzegu Centralnej Depresji obserwujemy gromadzenie się w dolnej części warstw krośnieńskich piaskowców gruboławicowych (por. izopachyty facji piaskowcowej). Na mało nachylonych skłonach utrzymuje się stała dość znaczna miąższość tych utworów. Jednakże następuje tu częściowe rozmywanie przez prądy i największe miąższości osadów tego typu gromadzą się w miejscu, gdzie nachylenie jest większe. Ten rejon osadzania najgrubszych pakietów piaskowcowych otacza pasem nieznacznej szerokości (ok. 10 km) płytsze części zbiornika. W kierunku osi basenu facja piaskowców gruboławicowych szybko cienieje, a na jej miejsce w osi rynny pojawia się facja łupkowo-piaskowcowa lub łupkowa. Można to wytłumaczyć tym, że prądy zawiesinowe odciążone na skłonach z materiału grubszego, przynosiły do osiowej strefy

basenu frakcję najdrobniejszą. Typowe przykłady rozmycia przez prądy facji piaskowcowej widać w rejonie rynny jasielskiej. Trzystumetrowy kompleks tych piaskowców, charakterystyczny dla omawianych wyżej małych skłonów płytkich partii basenu, został w najbliższym sąsiedztwie Jasła rozmyty do grubości zaledwie 100 m, a materiał wyniesiony rynną w kierunku południowym. Również w przebiegu opisywanej rynny występuje wyraźne ścienienie piaskowców gruboławicowych w stosunku do stref leżących na wschód i na zachód od jej osi. Na tym przykładzie staje się wyraźna przydatność konstrukcji mapy izopachytowej dla wydzielenia kompleksu leżącego poniżej poziomu jasielskiego, gdyż bez jej pomocy niesposób byłoby wytłumaczyć przebieg izopachyt facji piaskowcowej.

Podobne przejście facji piaskowcowej w piaskowcowo-łupkową i tej ostatniej w łupkowo-piaskowcową obserwujemy w warstwach krośnieńskich, poniżej dolnego poziomu diatomitowego w Karpatach skibowych oraz w warstwach krośnieńskich przedzielających poziomy diatomitowe. Zapiaszczenie warstw krośnieńskich maleje tu również z północnego wschodu na południowy zachód, w kierunku osi basenu.

Logiczny i syntetyczny obraz jaki daje mapa izopachytowa jest pośrednim dowodem znaczenia łupków jasielskich i diatomitów jako poziomów korelacyjnych.

Na koniec należy dodać, że pomiary kierunków hieroglifów prądowych konkretyzujące obraz paleogeograficzny powinny być jeszcze skontrolowane w nawiązaniu do omawianych poziomów korelacyjnych.

PRÓBA PODZIAŁU STRATYGRAFICZNEGO WARSTW KROŚNIEŃSKICH

Z uwagi na to, że wydzielone poziomy korelacyjne przebiegają skośnie do facji osadów krośnieńskich, dotychczasowy podział dwudzielny lub trójdzielny nie może mieć charakteru stratygraficznego. Przedstawione przez autorów poziomy pozwalają na wprowadzenie nowego ujęcia stratygrafii warstw krośnieńskich.

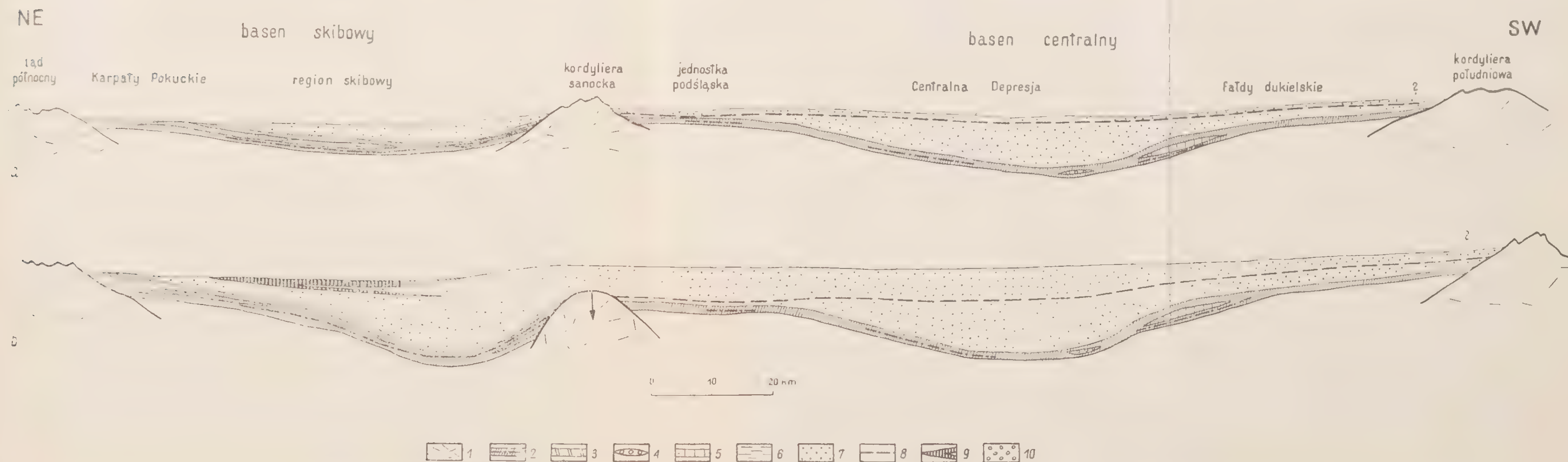
W Centralnej Depresji można podzielić *warstwy krośnieńskie* na *podjasielskie* (pod poziomem łupków jasielskich) i *nadjasielskie,* w Karpatach skibowych zaś na niewielkim obszarze na poddiatomitowe (pod dolnym poziomem diatomitowym) i międzydiatomitowe (między dolną a górną serią diatomitową). Szczegółowego omówienia wymaga wzajemny stosunek obu poziomów korelacyjnych, jak też ich stosunek do poziomu łupków menilitowych. Powyższe zależności, a także rozwój stosunków paleogeograficznych w czasie obrazują poprzeczne przekroje syntetyczne przez baseny sedymentacyjne utworów krośnieńskich (tabl. II). W celu większej przejrzystości rysunków podziałkę pionową przewyższono pięciokrotnie, przy czym serię menilitową i diatomitową dodatkowo powięk-

Syntetyczne przekroje przez baseny sedymentacyjne warstw krośnieńskich

Synthetic sections of sedimentation basins of the Krosno beds

Sporządzone przy założeniu stałości wiekowej serii menilitowej. Na rysunku uwidoczniono stosunek obu horyzontów przewodnich do siebie i do warstw menilitowych

prepared on supposed constant age of menilite beds, showing the relation of both index horizons reciprocally and to menilite beds



1 lądy, *2* seria menilitowa z wkładkami wapieni laminowanych, *3* piaskowce kliwskie, *4* piaskowce magdaleńskie, *5* piaskowce cergowskie, *6* warstwy łopianieckie, *7* w-wy krośnieńskie, *8* łupki jasielskie, *9* utwory diatomitowe z tufami, *10* zlepieńce słobódzkie

1 continents, *2* menilite beds with intercalations of laminated limestones, *3* Kliwa sandstones, *4* Magdalena sandstones, *5* Cergowa sandstones, *6* Łopianka beds, *7* Krosno beds, *8* Jasło shales, *9* diatomite deposits with tuffs, *10* Słoboda conglomerates

a górną serią diatomitową). Szczegółowego omówienia wymaga wzajemny stosunek obu poziomów korelacyjnych, jak też ich stosunek do poziomu łupków menilitowych. Powyższe zależności, a także rozwój stosunków paleogeograficznych w czasie obrazują poprzeczne przekroje syntetyczne przez baseny sedymentacyjne utworów krośnieńskich (tabl. II). W celu większej przejrzystości rysunków podziałkę pionową przewyższono pięciokrotnie, przy czym serię menilitową i diatomitową dodatkowo powięk-

szono nieco więcej niż osady krośnieńskie. Przekroje te sporządzono przy założeniu stałości wiekowej serii menilitowej. Pogląd taki uznawany jest w naszej literaturze geologicznej, przypisującej tym utworom na obszarze polskich Karpat wiek górno-eoceński.

Na przekrojach uwidoczniono kordylierę południową (postulowaną przez M. Książkiewicza, fide Dżułyński & Ślączka 1958), basen Centralnej Depresji i kordylierę sanocką oraz basen Karpat skibowych z jego północnym brzegiem. W obu basenach dno stanowi strop serii menilitowej. W basenie centralnym zaznaczono w obrębie tej serii położenie piaskowców cergowskich i magdaleńskich, a w skibowym — pozycję grubszych pakietów piaskowców kliwskich oraz warstw łopianieckich. W miejscach występowania warstw cergowskich i łopianieckich seria menilitowa dzieli się na dwa poziomy: dolny i górny [6] (Jabłoński & Weigner 1925, Teisseyre 1930). W obu zbiornikach uwidoczniono pozycję cienkolaminowanych wapieni w tej serii.

Przekrój *a* (tabl. II) przedstawia sytuację w basenach z okresu tuż po osadzeniu łupków jasielskich. Te ostatnie występują jedynie w warstwach krośnieńskich zbiornika centralnego. Północną granicą ich zasięgu jest kordyliera sanocka. Ponieważ na wschodzie kordyliera ta sięgała prawdopodobnie po okolice Sanoka, na wschód od tej miejscowości istnieje możliwość znalezienia ogniw przejściowych do łupków jasielskich regionu skibowego. W tym czasie w basenie północnym osadził się równoważny wiekowo pakiet warstw krośnieńskich. Na rysunku zaznaczono przypuszczalną miąższość tego kompleksu.

Następne stadium rozwoju basenu krośnieńskiego sięgające po górny poziom diatomitowy, kończący sedymentację fliszu, pokazuje przekrój *b* (tabl. II). W tym interwale czasu, tzn. od osadzenia się łupków jasielskich do powstania diatomitów nastąpiło zanurzenie kordyliery sanockiej, w efekcie czego obydwa baseny połączyły się zupełnie. Pod koniec sedymentacji warstw krośnieńskich zaznacza się na całym prawie obszarze dominacja facji aleurytowo-pelitycznej, co należy tłumaczyć zmniejszonym dopływem materiału terygenicznego, który jak wykazują Dżułyński & Ślączka (op. cit.), był dostarczany głównie z zachodu, wzdłuż osi basenu. W ostatniej fazie sedymentacji wystąpiły prawdopodobnie ruchy orogeniczne, wskutek czego basen, zwłaszcza w partiach brzeżnych, uległ spłyceniu i rozbiciu na mniejsze rynny, w których powstały warunki sprzyjające masowemu rozwojowi okrzemek (por. geneza diatomitów str. 73).

---

[6] Istnieje obok tego inna możliwość interpretacji warstw łopianieckich, a mianowicie jako serii przechodzącej w warstwy krośnieńskie; leżące nad nią łupki menilitowe górne stanowiłyby soczewkę oderwaną od dolnej serii menilitowej. Do tej pory sprawa ta nie została w polskiej literaturze rozstrzygnięta. Badacze radzieccy przyjmują ewentualność przedstawioną na rysunku.

Dla przejrzystości obrazu nie uwzględniono na rysunku tych drugorzędnych zagłębień. Występowanie dwu poziomów diatomitowych świadczyłoby, zdaniem autorów, o zachodzącej w tym okresie oscylacji dna zbiornika. Pewną wskazówkę do korelacji młodszych warstw krośnieńskich w obu jednostkach strukturalno-facjalnych dają tufity z serii diatomitowych i tufity z fałdów dukielskich.

Przedstawiona powyżej możliwość interpretacji rozwoju paleogeograficznego nie jest jednakże jedyną i, jak się wydaje, bardziej sugestywna byłaby inna, oparta na założeniu Šakina (1958), który stawia omawiane powyżej zagadnienia w odmiennym świetle. Na podstawie studiów przekrojów poprzecznych przez strefę centralną, skolską i skiby brzeżne w Karpatach Wschodnich, stwierdza on w terenie stopniowe przechodzenie poziomu wapieni smugowanych (łupków jasielskich — przyp. autorów) z warstw krośnieńskich poprzez warstwy przejściowe (Centralnej Depresji) do stropowej części serii dolnej menilitowej (regionu skibowego) w kierunku z południa na północ.

Ponieważ Šakin uważa poziom łupków jasielskich za horyzont stratygraficzny (opierając się na podobnych do naszych przesłankach) przyjmuje, że warstwy krośnieńskie i łupki menilitowe poniżej łupków jasielskich są facjami tego samego wieku.

Należy tu wspomnieć, że myśl zastępowania się obu typów litologicznych była niejednokrotnie przedmiotem dyskusji w naszej literaturze, jednakże ze względu na nieznalezienie wspólnego dla obu serii poziomu stratygraficznego, nie została dotąd rozstrzygnięta.

Hipoteza wysunięta przez Šakina była rozważana przez autorów już w latach ubiegłych, jednakże została zarzucona ze względu na brak obserwacji wszystkich etapów przejścia łupków jasielskich z facji krośnieńskiej do facji menilitowej, maskowanych na dużej przestrzeni przez nasunięcie czarnorzeckie, oraz z uwagi na występowanie podobnych wapieni laminowanych w łupkach menilitowych w Centralnej Depresji (np. w Rudawce Rymanowskiej).

Rozwijając koncepcję Šakina należałoby do niej wprowadzić pewne sprostowanie. W facji menilitowej Karpat skibowych występuje dość znacznej miąższości (do 20 m) zespół wapieni smugowanych, przegradzany innymi typami litologicznymi (łupki, margle krzemionkowe, rogowce). Wydaje się jednak, że tylko stropowe laminowane odmiany są odpowiednikami łupków jasielskich; spągowe natomiast przypuszczalnie mogłyby być ekwiwalentem podobnych wapieni laminowanych z łupków menilitowych Centralnej Depresji Karpackiej. Różnice między łupkami jasielskimi a wapieniami laminowanymi z facji menilitowej Karpat skibowych można by tłumaczyć, jak to już wspomniano, oddziaływaniem różnych w obu przypadkach środowisk w czasie sedymentacji i w okresie diagenezy.

Rozważania Šakina sprowadzają się do następujących uogólnień: łupki menilitowe dolne aż po poziom wapieni laminowanych (łupki jasielskie) są równoważne wiekowo z serią menilitową i warstwami przejściowymi oraz dolnymi warstwami krośnieńskimi w rejonie Centralnej Depresji. Warstwy łopianieckie i dolna część górnej serii menilitowej z Karpat skibowych odpowiada warstwom przejściowym i dolno-krośnieńskim Centralnej Depresji (jak widać z tego jest tutaj jakaś niekonsekwencja — przyp. autorów). Górnej części serii menilitowej i serii polanickiej Karpat skibowych odpowiadają stratygraficznie warstwy środkowo- i górnokrośnieńskie w Centralnej Depresji.

Autorzy niniejszego opracowania, przyjmując samą myśl przechodzenia łupków jasielskich z facji menilitowej do facji krośnieńskiej, poszli znacznie dalej w swoich rozważaniach i starali się w nowym oświetleniu podać syntezę wiadomości o młodszym paleogenie Karpat.

Rozwój basenów sedymentacyjnych menilitowo-krośnieńskich w tym ujęciu został przedstawiony na tablicy III, sporządzonej w podobny sposób i w tej samej podziałce co poprzednia. Profil *a* (tabl. III) obejmuje okres czasu do chwili osadzenia się jednolitej na całym obszarze facji wapieni jasielskich. Podczas gdy w płytkim w tym czasie zbiorniku skibowym osadzały się łupki menilitowe, w basenie centralnym powstawał gruby zespół warstw krośnieńskich, zazębiających się facjalnie przy brzegach z łupkami menilitowymi. W niektórych obszarach przybrzeżnych, np. w rejonie fałdów dukielskich, dochodziło w pewnych okresach do przeważającego ułożenia grubych osadów facji menilitowej na złożonych wcześniej utworach facji krośnieńskiej. W wyniku tego w profilu pionowym obserwujemy zdwojenie kompleksu menilitowego. Piaskowce cergowskie byłyby w myśl przedstawionego obrazu odmianą facji krośnieńskiej. Ze względu na to, że autorzy nie dysponowali wyczerpującym materiałem odnośnie do zachowania się łupków jasielskich w obrębie kompleksu menilitowego w regionie skibowym, usytuowano je na przekroju w stropie tej serii — zgodnie z danymi Šakina. Kordyliera sanocka nie miałaby charakteru ciągłej bariery, lecz należy ją sobie wyobrazić jako łańcuch wysp nie utrudniających specjalnie komunikowania się wód obu basenów. Wiekowo stadium to odpowiadałoby okresowi czasu przypadającemu na barton-ludyk i część latorfu.

W drugim stadium rozwoju zbiornika (profil *b*, tabl. III) nastąpiło, łącznie z obniżeniem się wyniesienia sanockiego, znaczne i szybkie pogłębienie basenu północnego. Jest to zgodne z ogólnym przesuwaniem się osi i przegłębianiem dna basenu ku północy, w ciągu rozwoju geosynkliny karpackiej. W tym wspólnym basenie w północnej części zbiornika, łącznie z facją menilitową, osadzają się klastyczne osady facji kliwskiej, które w środkowej części basenu przechodzą szybko ku górze w fację krośnień-

ską. Facja menilitowa zazębia się z facją krośnieńską podobnie, jak t miało miejsce w pierwszym stadium rozwoju basenu centralnego. W nie których profilach pionowych obserwujemy więc tu dwudzielność osadów menilitowych, przegrodzonych utworami facji łopianieckiej, będącej od mianą facji krośnieńskiej. W tym samym czasie w basenie Centralne Depresji trwa sedymentacja utworów tej ostatniej facji. Pod koniec dru giego stadium, po spłyceniu zbiornika (por. str. 73) osadziły się diato mity. Na stadium drugie przypadałby okres czasu od latorfu po sza a może nawet akwitan.

W strefie brzeżnej w rejonie Karpat Pokuckich najmłodsza częś utworów krośnieńskich zazębia się facjalnie, przynajmniej częściowo, z zlepieńcami słobódzkimi, jak o tym świadczą wtrącenia tych ostatnic w obrębie facji krośnieńskiej opisane przez K. Tołwińskiego (1950). We dług tego autora istnieje w tamtym rejonie ciągłość stratygraficzna po między osadami krośnieńskimi a młodszymi od nich iłami solonośnym które z kolei zazębiają się z górną częścią zlepieńców słobódzkich. Materi tworzący te ostatnie szedł z lądu obrzeżającego basen od północy. W nie których rejonach Karpat np. w Rumunii w dolinie Bažaulu, facja menil towa przechodzi ku górze bezpośrednio w osady akwitanu (Onescu op. cit Jak widać na dodatkowo sporządzonym przez nas przekroju syntetyczny przez wschodnią część basenu karpackiego w Rumunii (profil c, tabl. II facja menilitowa zazębia się z utworami klastycznymi facji kliwskiej, t zaś z kolei, idąc na zachód ku osi zbiornika przechodzi w fację krośnieńsk (warstwy z Podul Morii). W niektórych punktach profilu pionowego w dać tu dwudzielność facji menilitowej. W górnym oddziale obserwu się boczne przejścia facjalne do diatomitów.

Zestawiając przekroje przez baseny Karpat Rumuńskich i Polskic widzimy zasadniczą zbieżność co do położenia stratygraficznego diatom tów w obu przypadkach. Prócz tego w sposób jasny wyrażony jest związe bardziej płytkowodnej facji kliwskiej z facją krośnieńską, charakter styczną dla głębszych części basenu. Facja menilitowa okazuje się na bardziej płytkowodną (charakterystyczny jest tu związek z diatomitam

Na podstawie wyżej omówionych przykładów z obszaru Karpat po skich, pokuckich i rumuńskich, widać, że rozwój paleogeograficzny ba senu karpackiego doprowadził do różnorodnego wykształcenia najmło szych utworów paleogenu (facja menilitowo-kliwska, facja krośnieńsk czasem diatomitowa, lokalnie słobódzka). Nadmienić przytem należy, myśl wzajemnego zastępowania się serii menilitowo-krośnieńskiej z fac zlepieńców słobódzkich wypowiedzieli już uprzednio B. Bujalski (193 R. Zuber i K. Tołwiński (fide Świdziński 1947).

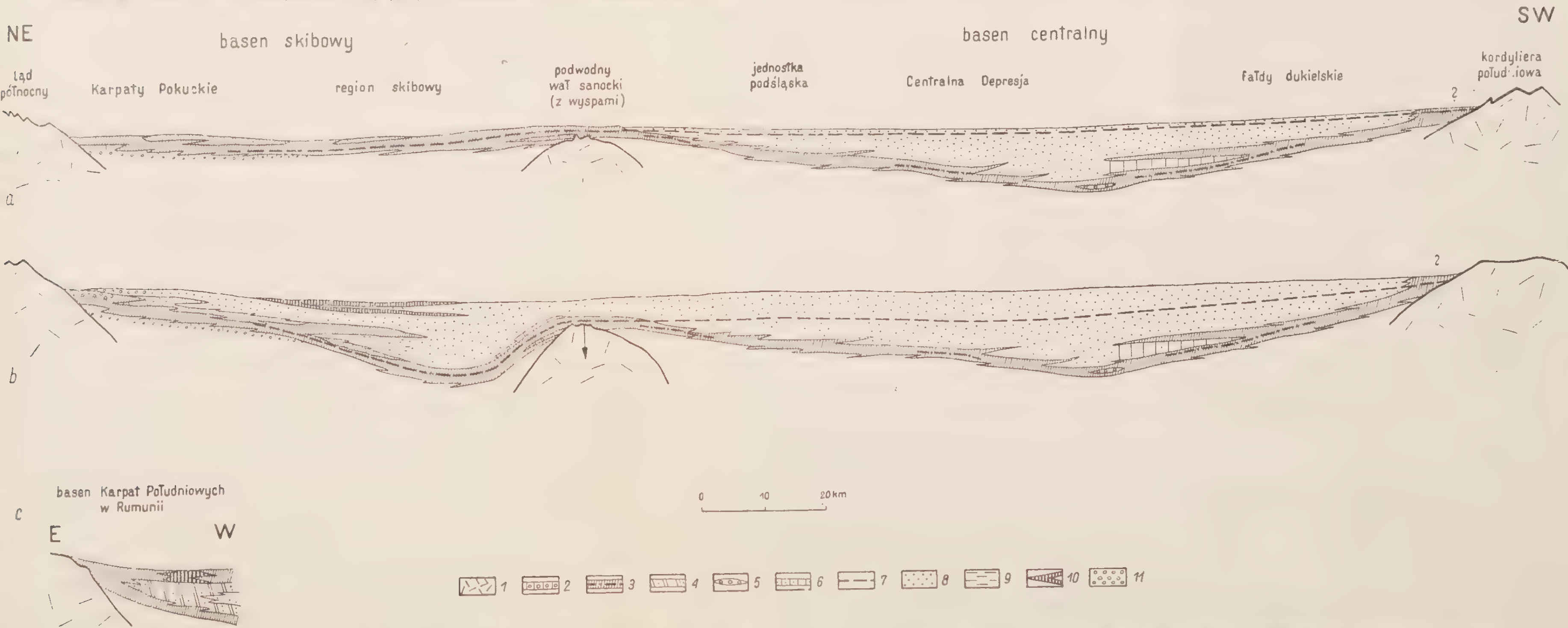
Rozwinięcie przez autorów koncepcji Šakina w formie wyżej op sanej, tłumaczy — jak się wydaje — wszystkie dotychczasowe niejasnoś

Syntetyczne przekroje przez baseny sedymentacyjne warstw menilitowych i krośnieńskich w Karpatach Środkowych, Wschodnich i Południowych

Synthetic sections across sedimentation basins of the menilite and Krosno beds within the Central-, Eastern- and Southern Carpathians

sporządzone w oparciu o założenia Šakina (przechodzenie łupków jasielskich z warstw krośnieńskich Centralnej Depresji w warstwy menilitowe regionu skibowego). Na rysunku pokazano stosunek horyzontów przewodnich do siebie oraz zazębianie się facji menilitowej z krośnieńską i in.

prepared on Šakin's hypothesis, grading of Jasło shales from the Krosno beds of the Central Depression into menilite beds of the Skole unit. The reciprocal relation of index horizons, and the interlocking of the Krosno facies with the menilite facies is shown



1 lądy, *2* warstwy popielskie, *3* w-wy menilitowe (z wkładkami wapieni laminowanych w Centralnej Depresji), *4* piaskowce kliwskie, *5* piaskowce magdaleńskie, *6* piaskowce cergowskie, *7* łupki jasielskie, *8* warstwy krośnieńskie, *9* w-wy łopianieckie, *10* utwory diatomitowe z tufami, *11* zlepieńce słobódzkie

1 continents, *2* Popiele beds, *3* menilite beds (with intercalations of laminated limestones in the Central Depression), *4* Kliwa sandstones, *5* Magdalena sandstones, *6* Cergowa sandstones, *7* Jasło shales, *8* Krosno beds, *9* Łopianka beds, *10* diatomite deposits with tuffs, *11* Słoboda conglomerates

w stratygrafii i stosunkach facjalnych serii menilitowej i krośnieńskiej. Główny dylemat stratygraficzny młodszego paleogenu grupy menilitowej precyzowany przez F. Biedę (1951, str. 144) — czy seria menilitowa obejmuje okres czasu od górnego eocenu po górny oligocen — czy też ma ona odmienny wiek w różnych obszarach Karpat będąc pojęciem facjalnym — v naszym zrozumieniu wydaje się nie mieć miejsca, a zjawiska te współistnieją. Łupki menilitowe — jak wynika z rozważań autorów — będąc v zasadzie odpowiednikiem facjalnym różnego wieku warstw krośnieńskich, w pewnych obszarach mogą reprezentować okres czasu od górnego ocenu nawet po miocen (por. tabl. III). Istnieje również możliwość, że v partiach przybrzeżnych seria menilitowa może być zastępowana przez twory uważane dotąd za starsze, np. warstwy popielskie, piaskowce z Lucești, warstwy z Bisericani itp.

W świetle przedstawionych poglądów autorów, jasne stają się wszystkie sporne dotąd zagadnienia wieku łupków menilitowych i warstw krośnieńskich jak:

a) górno-eoceńska fauna dużych otwornic z najstarszej części warstw rośnieńskich z okolic Gorlic i Jasła oraz Ciężkowic i Wadowic (Bieda 938, 1947, Świdziński 1947);

b) górno-eoceńska fauna dużych otwornic, pochodząca według I. Teisseyre'a z piaskowców cergowskich (Grzybowski 1894 i Bieda 1947);

c) górno-eoceńska fauna numulitowa łupków menilitowych z Setyna (Bieda 1938) oraz z Krościenka Niżnego i Skalnika;

d) górno-eoceńska fauna mszywiołowa z serii menilitowej ze Skalika (Pazdro 1929 fide Bieda 1951);

e) górno-eoceńska fauna mięczaków z warstw popielskich (Rogala 925, 1932);

Punkty a, b, c, d, e — pochodzą z różnych partii basenu idąc od refy środkowej ku brzegom — stąd różne facje.

f) dolno-oligoceńska fauna małżów i ślimaków z warstw krośnieńkich z Polanicy (Rogala 1925);

g) oligoceńska ichtiofauna z łupków menilitowych (Rychlicki 1909).

Zrozumiałe również jest:

a) występowanie górnych łupków menilitowych w rejonie fałdów ıkielskich i Karpat skibowych oraz ich odpowiedników w Karpatach okuckich w postaci warstw z Ruszoru (Tołwiński op. cit.);

b) występowanie łupków typu menilitowego w najwyższej części arstw krośnieńskich Centralnej Depresji Karpackiej;

c) występowanie rogowców w towarzystwie czarnych łupków warstwach krośnieńskich np. w synklinie Dydni i Gór Słonnych (Krawski 1930, Kotlarczyk 1958a);

d) pozycja facjalna warstw przejściowych;

e) podobieństwo litologiczne piaskowców i łupków cergowskich (Teisseyre 1930, Tokarski 1946) do warstw krośnieńskich;

f) dotychczasowa identyfikacja warstw łopianieckich i polanickich z warstwami krośnieńskimi uzyskuje pełne potwierdzenie;

g) zazębienia facjalne piaskowców niewapnistych typu kliwskiego (?) z elementami krośnieńskimi w Karpatach Pokuckich (tzw. warstwy kosowskie — Tołwiński 1950);

h) występowanie piaskowców typu kliwskiego w serii diatomitowej z Leszczawki;

i) występowanie fragmentów łupków menilitowych i szaro-zielonych w górno-eoceńskim piętrze warstw krośnieńskich w Centralnej Depresji.

Autorzy uważają, że hipoteza, która tłumaczy te wszystkie niejasności, nosi cechy dużego prawdopodobieństwa. Ze względu na ważność konkluzji autorzy zmuszeni byli poddać je w tym ujęciu pod dyskusję.

WNIOSKI

1° Badania autorów pozwalają na wprowadzenie nowych poziomów korelacyjnych (diatomitów i łupków jasielskich) do stratygrafii młodszego paleogenu grupy menilitowej.

2° Warstwy krośnieńskie w Centralnej Depresji można podzielić (stratygraficznie) na podjasielskie i nadjasielskie. W regionie skibowym podziału takiego nie da się przeprowadzić, natomiast lokalnie (w rejonie Birczy) da się wydzielić warstwy poddiatomitowe i międzydiatomitowe odpowiadające razem warstwom nadjasielskim z Centralnej Depresji Karpackiej.

3° Dzięki wyróżnieniu obu poziomów wykazano charakter zmian facjalnych w warstwach krośnieńskich, polegający na zmianie miąższości i przechodzeniu bocznym różnych typów litologicznych w siebie.

4° Zastosowanie wymienionych poziomów korelacyjnych w kartografii ułatwia rozpoznawanie struktur tektonicznych, co pośrednio daje możność wytypowania obszarów najbardziej perspektywicznych dla poszukiwań naftowych.

5° Wyróżnianie kompleksów litologicznych w warstwach krośnieńskich pozwala na ograniczonym obszarze i w miejscach, gdzie seria menilitowa występuje na powierzchni jako poziom odniesienia, na przeprowadzenie wyłącznie podziału facjalnego, który jest zupełnie niezależny od podziału stratygraficznego.

6° Obserwacje nad zachowaniem się poziomów korelacyjnych diatomitów i łupków jasielskich dają możność odczytania stosunków paleogeograficznych i ich zmian w okresie młodszego paleogenu (zarysy basenów, urzeźbienie dna, lądy, stosunki batymetryczne itp.).

7° Przy pomocy wspólnego poziomu korelacyjnego (łupków jasielskich) dla warstw menilitowych i warstw krośnieńskich wykazano, że zmiany facjalne występują nie tylko w obrębie tych ostatnich, ale również polegają na zastępowaniu się utworów meniiltowych z osadami krośnieńskimi, popielskimi itp.

Facja menilitowa trwała od górnego eocenu po górny oligocen. Najstarsze osady tej facji. powstałe w osiowej strefie basenu centralnego, są zastępowane przez fację piaskowców z Mszanki lub najwyższą część warstw hieroglifowych w płytszych partiach zbiornika, przez fację popielską w basenie skibowym. i fację piaskowców borysławskich w Karpatach brzeżnych.

Młodsza część osadów facji menilitowej zazębia się z facją krośnieńską. Często między obie te facje wnika facja kliwska. Najmłodszej części osadów facji menilitowej, powstałej przy brzegach basenu, odpowiada facja diatomitowa w rejonie Przemyśla i w okolicy Buzău w Rumunii lub najwyższa część utworów facji krośnieńskiej na pozostałym obszarze. Lokalnie w Karpatach Pokuckich najmłodsza część osadów facji menilitowej i odpowiadająca jej najmłodsza część osadów facji krośnieńskiej jest zastąpiona przez najstarsze utwory facji zlepieńców słobódzkich.

8° Każda z tych facji jest związana z określoną głębokością zbiornika sedymentacyjnego:

a) facje popielska i słobódzka mają charakter przybrzeżny;

b) facja menilitowa jest płytkowodna;

c) facja kliwska zajmuje położenie pośrednie między facjami menilitową a krośnieńską;

d) facja krośnieńska powstała najgłębiej.

9° zmniejszanie się miąższości warstw krośnieńskich pod poziomem diatomitowym w kierunku północnym pozwala przypuszczać, że przy północnych brzegach basenu skibowego (w rejonie Przemyśla) poziom diatomitowy łączy się bezpośrednio ze stropem serii menilitowej. W tym przypadku zachodziłaby tu analogia z sytuacją znaną z Rumunii, gdzie diatomity są odmianą facjalną łupków menilitowych.

10° Górna granica paleogenu zarówno w Polsce jak i w Rumunii przypada na utwory diatomitowe, reprezentujące prawdopodobnie okres czasu od górnego oligocenu do dolnego miocenu. W strefie brzeżnej, w miejscach gdzie diatomity nie wykształciły się, facja krośnieńska bez-

pośrednio przechodzi w fację solonośną, natomiast na pozostałym obszarze grupy menilitowej, a zwłaszcza w basenie centralnym, sedymentacja została przerwana na utworach krośnieńskich.

Zakład Kartowania Geologicznego
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, w lipcu 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

BIEDA F. 1938. O numulinach z łupków menilitowych ze Seletyna na Bukowinie (Les numulines des schistes ménilitiques de Seletyn — Bukovine, Roumanie).— Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. IX, z. 2. Warszawa.

— 1947. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates Centrales Polonaises basée sur les grands Foraminifères). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVI. Kraków.

— 1951. Regionalna Geologia Polski, t. I, z. 1. Karpaty. (Praca zbiorowa). Kraków.

BREILE B. v. d. 1956. Diatomeen als facies fossilien. — Geol. Rundsch. Bd. 45, H. 1. Stuttgart.

BUJALSKI B. 1930. Budowa geologiczna przedgórza Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą (Der geologische Bau des Karpaten-Vorlandes zwischen den Łomnica und Czeremosz-Flüssen). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 2. Warszawa.

DŻUŁYŃSKI S. & ŚLĄCZKA A. 1958. The sedimentation and the currents directions in the Krosno beds in the Polish Carpathians. — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.). Kraków.

FILIPESCU M. 1930. Note sur la nature des roches siliceuses de l'Eperon de Valenii de Munte. — Bull. de la sect. scient. Acad. Roum., vol. XIII. Bucureşti.

GAWEŁ A. 1931. Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok (Granity z warstw krośnieńskich okolic Sanoka). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Lettr. Cl. Math. Nat. Série A. Kraków.

— 1951. O procesach sylifikacji w karpackich utworach fliszowych (La silification dans le Flysch karpatique). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XX, z. 1-2. Kraków.

GRZYBOWSKI J. 1894. Mikrofauna piaskowca karpackiego z pod Dukli. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. 29. Kraków.

HEMPEL J. 1930. Sprawozdanie z robót letnich wykonanych w roku 1929 na SE ćwiartce arkusza Sanok (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1929 dans la partie SE de la feuille Sanok-Brzozów). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 27. Warszawa.

HORWITZ L. 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie r. 1929 na arkuszu Ustrzyki Dolne (Compte-rendu des recherches gèologiques, exècutées en 1929 pour la feuille Ustrzyki Dolne). — Ibidem.

JABŁOŃSKI E. & WEIGNER S. 1925. Brzeg Karpat fliszowych między Świcą i Łomnicą (Le bord des Carpathes entre Świca et Łomnica). — Biul. Stacji Geol. w Borysławiu (Bull. Stat. Géol. Borysław) 6. Borysław.

JASKÓLSKI S. 1931. Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa (Contributions to the geology and petrography of the Carpathian Flysch in the vicinity of Rymanów). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 4. Warszawa.

— 1939. Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj polskich Karpat fliszowych (Einführung in die petrographische Charakteristik gewisser ölführenden Schichtenfolgen der polnischen Flyschkarpathen). — Biul. P. I. G. Bull. Serv. Géol. Pol.) 23. Warszawa.

JUCHA S. 1957. Łupki jasielskie w Karpatach fliszowych (Jasło shales in Flysch Carpathians). — Przegląd Geol. z. 11. Warszawa.

— 1958. Contributions on Jasło shaly limestones in the Polish Carpathians. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, no. 11. Warszawa.

KAMIEŃSKI M. & TOKARSKI Z. 1958. O znaczeniu niektórych skał w Karpatach fliszowych dla przemysłu materiałów ogniotrwałych (Notes of some rocks in the Carpathian Flysch Mountains on their significance for the industry of fire clay materials). — Kwartalnik Geol. 1, t. 2. Warszawa.

KLENOVA M. V. 1948. Geołogia moria. Moskva.

KOTLARCZYK J. 1955a. O występowaniu diatomitu we fliszu Karpat Polskich (On the occurrence of diatomite in the Flysch of the Polish Carpathians). — Przegląd Geol. z. 5. Warszawa.

— 1955b. Określenie warunków zalegania skały diatomitowej w Leszczawie Dolnej (pow. Przemyśl). Maszynopis w Arch. I. G.

— 1958a. Wstępne wyniki badań nad diatomitami karpackimi (Preliminary results of investigations on Carpathian diatomites). — Przegląd Geol. z. 2. Warszawa.

— 1958b. The diatomite horizon in the Krosno beds (Oligocene) in the Skole Unit. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, no. 11. Warszawa.

KRIŠTOFOVIČ A. N. Paleobotanika. Gostoptechizdat.

KRAJEWSKI S. 1930. Sprawozdanie z robót wykonanych w lecie 1929 r. na arkuszach Brzozów-Sanok (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1929 dans la partie NE de la feuille Brzozów-Sanok). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 27. Warszawa.

— 1933. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 na arkuszu Sanok (C.-R. des recherches géologiques exécutées en 1932 pour la feuille Sanok). — Ibidem, nr 36.

KUTHAN M. 1948. Undačny vulkánizmus Karpatského orogenu a vulkanologické studia v sev. části Prešovskych hor. Práce Štatn. Geol. Úst. ČSR., vol. 17. Praha.

KUŹNIAR C. 1952. W sprawie genezy łupków menilitowych (On the origin of menilite shales). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXII, z. 4. Kraków.

MASŁAKOVA N. I. 1955. Stratigrafija i fauna foraminifer paleogenovych otłoženij Vostočnych Karpat. Gosgeoltechizdat.

SEMKOV G. I. 1955. Nummulity i orbitoidy Pokutsko-Marmarošskich Karpat i Severnoj Bukoviny. Gosgeoltechizdat.

BERC A. 1947. Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minerałów (Stratigraphie des couches de Krosno en vertu des mineraux lourds). — Spraw. PAU (C.-R. Acad. Pol. Sci. mens. Cl. Sc. Math. Nat.) 6, nr 4/6. Kraków.

STUŁOWICZ J. 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1926 na terenie Potoka (Compte-rendu des recherches géologiques efectuées en

1926 dans les environs de Potok). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 18. Warszawa.

OBUCHOWICZ Z. 1957. Wstępne badania nad rozpoziomowaniem warstw krośnieńskich (Oligocen) Centralnej Depresji Karpackiej (Introductory investigations on the division into horizons of the Krosno beds (Oligocene) of the Central Depression). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 116. Warszawa.

ONESCU N. 1951. Manualul inginerului de mine I. Cecţ. IV Geologia R. P. R. Editura Techn. Bucureşti.

OPOLSKI Z. 1933. O stratygrafii warstw krośnieńskich (Sur la stratigraphie des couches de Krosno). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VII z. 4. Warszawa.

POKORNY V. 1947. Ke geologii okoli Hustopeči. — Sborn. Stat. Geol. Úst. ČSR sv. 14. Praha.

PROŠKINA-ŁAVRENKO A. I. 1955. Diatomovyje vodorosli planktona Černogo Moria. Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.

ROGALA W. 1925. Materiały do geologii Karpat. III. Fauna i wiek warstw popielskich. IV. Fauna i wiek warstw polanickich, — Kosmos 50.

— 1932. Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze Karpat w latach 1930-31 (Compte-rendu des recherches faites dans les Karpates en 1930-31). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 33. Warszawa.

RYCHLICKI J. 1909. Przyczynek do fauny ryb karpackich łupków menilitowych (Beiträge zur Kenntniss der Fischfauna aus den Karpatischen Menilitschiefern). — Kosmos, t. 34. Lwów.

STRZETELSKI J. 1929. Jasielskie zagłębie naftowe. Cz. I. Borysław.

ŠAKIN W. O. 1958. Horizont smugastich vapniakiv i joho značennja dlja zistavlennj oligocenovich vidkładiv Schidnich Karpat. — Dopovidi Akad. Nauk USSR nr 4. Kiiv.

ŚWIDZIŃSKI H. 1936. Zmienność granicy pomiędzy serią menilitową a warstwami krośnieńskimi (Changements faciaux de la limite entre la série ménilitique et les couches de Krosno). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 45 Warszawa.

— 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych (Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 37. Warszawa.

ŚWIDZIŃSKI H. & ZWIERZYCKI J. 1939. Pole gazowe Sądkowa-Roztoki-Sobniów (Champs de gaz de Sądkowa-Roztoki-Sobniów). — Ibidem, nr 20.

TEISSEYRE H. 1930. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na arkuszu Jasło-Dukla (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1920 pour la feuille Jasło-Dukla). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 2[illegible] Warszawa.

TIETZE E. 1889. Beiträge zur Geologie von Galizien. — Jb. Geol. Reichsanst., Bd. 3[illegible] Wien.

TOKARSKI A. 1946. Zachodnia część fałdu Mrukowej oraz możliwości terenów Pielgrzymki i Folusza (Western part of the Mrukowa anticline and oil possibilities on the Pielgrzymka-Folusz areas). — Nafta II, nr 11 i 12. Kraków.

— 1947. „Ramowa“ tektonika fałdów jasielskich ("Frame" tectonics of the Jasło folds). — Pol. Akad. Um. Mater. Fizjogr., nr 7. Kraków.

TOKARSKI A. & TOKARSKI J. 1954. On the tuffite layer of the Upper Krosno beds in the Dukla region of the Carpathians. — Bull. Int. Acad. Pol. Sc. Cl. III, v. II, nr 8. Warszawa.

TOŁWIŃSKI K. 1950. Karpaty Pokuckie (The Pokutie Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. I/3. Warszawa.
UHLIG V. 1883. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. — Jb. Geol. Reichsanst., Bd. 33. Wien.
— 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgal. Karpathen I. Die Sandsteizone... — Ibidem, Bd. 38.
WDOWIARZ S. 1953. Geologia fałdu Grabownicy (Geołogia Grabovnickoj antiklinali). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.

С. ЮХА и Я. КОТЛЯРЧИК

ПОПЫТКА УСТАНОВЛЕНИЯ НОВЫХ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ГОРИЗОНТОВ В КРОСНЕНСКИХ СЛОЯХ ПОЛЬСКИХ КАРПАТ

(Резюме)

Авторы проводили в районе флишевых Карпат (мениллитовая группа) исследования диатомитов (пл. VII и VIII) и ясельских сланцев (пл. VI), образующих характерные переслойки в кросненских слоях (фиг. 1, 2, 3, 4).

В результате этих работ констатировано, что как ламинированные известняки (ясельские сланцы) в Центральной Карпатской Депрессии и в дукельских складках, так и диатомиты обнаруженные до настоящего времени в скибовых Карпатах (табл. I), представляют собой корреляционные горизонты.

Обсуждения фациальных изменений в кросненских слоях (пл. V) под исследуемыми маркирующими горизонтами привели авторов к заключению, что существовавшее до настоящего времени подразделение их на переходящие, нижние и верхние не соответствует стратиграфическим требованиям, а является лишь литологическим подразделением.

Рассматриваемые горизонты проходят наискось по отношению к фациям кросненских слоев (фиг. 5), итак: ясельские сланцы занимают наиболее высокое положение (1800 м) над кровлей мениллитовой серии в осевой зоне Центральной Карпатской Депрессии (линия Горлице-Мокрэ), где они появляются в верхне-кросненских слоях (фиг. 6). Стремясь к северу в направлении черножецкого надвига мощность кросненских слоев под ясельскими слоями постепенно уменьшается. В окрестностях Ясла и Кросна можно наблюдать ясельские сланцы в средне-кросненских слоях, а в синклинали Бжозова они включаются в песчаниковую фацию нижне-кросненских слоев, приближаясь к кровле мениллитового комплекса (ок. 300 м). В связи с этим, можно

вывести заключение, что ясельские сланцы могут вкдлючаться далее на север в мениллитовую серию. Это воззрение подтвердил в последнее время Шакин, констатируя непреривное перехождение ясельских сланцев в Восточных Карпатах.

Аналогично ясельским сланцам ведут себя диатомитовые отложения, обнаруженные в синклинали Дыдня-Тырава Волоска и в синклинали Нозджец-Лещавка-Тжцянец. Комплекс кросненских слоев под этим горизонтом (заканчивающим флишевую седиментацию) утончается с юга (Кживе 1500 м) на север (Лещавка 1100 м). Диатомиты и сопутствующие им пирокластические отложения (липаритовые туфы) дают возможность определить возраст самых молодых флишевых отложений как верхний олигоцен — нижний миоцен.

Изменения мощности кросненских слоев под ясельскими сланцами в Центральной Депрессии и под диатомитовой серией в скибовом районе представлены на изопахитовой карте (фиг. 6). Характер фациальных переходов различных комплексов кросненских слоев показывают сечения через бассейны (фиг. 5). Из этих сечений видно что нижне-кросненские слои (под ясельскими сланцами), образовавшиеся в прибрежных районах, соответствуют своим возрастом нижним, средним и некоторой части верхних кросненских слоев, образовавшихся в более глубоких зонах бассейна.

В заключение работы авторы приводят новое стратиграфическое подразделение мениллитовых и кросненских слоев, принимая за основу утверждение Шакина. Оба комплексы имеют характер фаций (табл. III), располагающихся от верхнего эоцена (Центральная Депрессия) через олигоцен к миоцену. Таким образом были выяснены стратиграфическая позиция и взаимное отношение этих двух серий.

Авторы выводят заключение, что разницы в определении возраста мениллитовых и кросненских слоев в разработке как польских так и советских геологов, являются результатом исследований старших и младших частей одной и той же фации.

S. JUCHA & J. KOTLARCZYK

TENTATIVE DETERMINATION OF NEW CORRELATION HORIZONS IN KROSNO BEDS (POLISH CARPATHIANS)

Summary

ABSTRACT: Jasło shales and diatomites occurring within the Krosno beds have been recognised as correlative horizons. On the distribution of these horizons and their relation to other beds facial changes of the Krosno beds and the menilite beds have been described on the aspect of palaeogeographic development of the Carpathian geosyncline. New stratigraphic division of the Krosno beds has also been established. The recognition of the described correlation horizons has cleared up many so far disputed questions concerning the age of the menilite and Krosno beds.

HISTORICAL SKETCH OF RESEARCH WORK ON THE KROSNO BEDS

The Krosno beds, widespread within the Carpathian Mountains, have been given this name by E. Tietze (1889) and have ever since been the object of continuous studies aiming to determine their stratigraphy. Important contributions to the solution of this problem have been made by B. Bujalski, J. Burtan, K. Ciszewska, K. Guzik, J. Hempel, L. Horwitz, E. Jabłoński, S. Jaskólski, S. Krajewski, M. Książkiewicz, J. Obtułowicz, Z. Opolski, H. Świdziński, H. Teisseyre, A. Tokarski, K. Tołwiński, J. & S. Wdowiarz, S. Weigner, O. Wyszyński and others. It has been established that the Krosno beds, built of alternating micaceous, calcareous sandstones shales and grey marly shales, constitute the youngest member of the Carpathian Flysch.

Endeavours to discover index horizons leading to the zonation of this series, up to 3000 m. thick, were not successful. Subsequent investigations, therefore, aimed at the differentiation of rock complexes with characteristic lithology, which could be correlated over wider areas.

It has been finally established (Opolski 1933, Świdziński 1947), that the following four complexes may be distinguished within the Krosno beds, from the top menilite beds upwards:

1. so called "passage beds" made up of non-laminated thick-bedded calcareous sandstones interbedded by black and brown shales of the menilite type;

2. lower Krosno beds built of thick-bedded and medium-bedded calcareous sandstones, sparsily intercalated by grey marly shales (pl. V, fig. 1). In some parts this horizon is represented by a series of marly shales;

3. middle Krosno beds in which calcareous sandstones and marly shales are two equally important constituents. The occurrence is noted of thin-bedded sandstones with convolute bedding together with medium-bedded sandstones (pl. V, fig. 2). Thick-bedded sandstones of considerable thickness are sometimes encountered (Hempel 1930, Horwitz 1930);

4. upper Krosno beds including a complex of grey marly shales, predominating over platy sandstones and rarely thick-bedded ones (pl. V, fig. 3).

This tripartition of the Krosno beds (disregarding the passage beds), cannot be traced throughout the involved area. In some portions of the Central Carpathian Depression the middle Krosno beds are missing and there we may observe the bipartition of the Krosno beds. Owing to this facial differentiation of the Krosno beds observable throughout the Carpathian Mountains, the above separations have proved stratigraphically inadequate. Laboratory studies on the Krosno beds initiated by S. Jaskólski (1931, 1939) and more recently continued by A. Oberc (1947) and Z. Obuchowicz (1957) have supplied important data concerning the chemism and mineralogy of the studied rocks. However, they have not yielded sound suggestions for stratigraphic division.

Attempts to discover faunistic horizons were likewise disappointing. The few localities containing meagre macro- and microfauna have only allowed to date the formation of the Krosno beds from the Upper Eocene (Bieda 1947) to the Miocene (Masłakova 1955).

Quite recently, on the difference in flute cast orientation, Z. Obuchowicz (op. cit.) has distinguished a lower and an upper series within the Krosno beds in the vicinity of Rymanów. The flute casts here are differently oriented in the lower portion of the complex than they are in the upper.

Analogous differentiation has been made by S. Dżułyński and A. Ślączka (1958) throughout the Central Depression. This method is none too reliable for stratigraphic purposes, but serviceable in the clearing up of palaeogeographic conditions. It has indicated the alimentation areas of the Krosno series, and has proved the existence of a continent (cordillera) in the vicinity of Sanok. This was previously suggested by A. Gaweł (1913) and S. Wdowiarz (1953) on the evidence of exotics from the Krosno beds of that area. The said continent separated the trough into two basins of which the northern belongs to the "skiba" zone (Skole unit), while the southern is central.

It is thus obvious that the discovery of key horizons is indispensable for the stratigraphic division of the Krosno beds. A key horizon should comply with the following conditions: 1. characteristic petrographic features, readily discernible in the field; 2. wide range of distribution·

3. contemporaneous age of its sediments. This may be ascertained either on direct palaeontological evidence, or indirectly by two methods. Method a) shows that the characteristic deposit occurs either once or is repeated constantly the same number of times in the vertical column of all the structural units; method b) analyses the origin of the characteristic deposit.

Several horizons complying with these conditions have been discovered during the last years, to say:

1. tuffite horizon of the Dukla folds, discovered and described by A. & J. Tokarski (1954);

2. glauconite sandstone horizon in the northern part of the Central Depression (Dżułyński & Ślączka 1958);

3. Jasło shales horizon, associated with the Central Depression and Dukla folds area (Strzetelski 1929, Świdziński 1947, Tokarski 1947, Jucha 1957);

4. diatomite horizons within the Skole unit (Kotlarczyk 1955a, 1958a, b);

5. liparite tuff horizons (Wieser [1], Kotlarczyk) in the Skole unit.

The only ones of these horizons that will be discussed in the present paper are the Jasło shales and the diatomite series.

JASŁO SHALES

Lithological character

V. Uhlig (1883, 1888) was the first to describe the Jasło shales. A more comprehensive description of these rocks has been published by S. Jucha (1957, 1958), containing data resulting from field and laboratory work.

The Jasło limestone shales are an assemblage of thin calcareous layers, white or ashy-white with a brown hue, mostly beautifully laminated, from a few millimetres to some tens centimetres thick, with intervening rocks of the Krosno type (pl. VI, fig. 1, 2). The thickness of the Krosno beds series together with these intercalations varies, but does not exceed 6 m (fig. 1). Contrary to the non-bedded varieties, nearly all the thin-bedded types contain abundant plant and animal remains on the contact of laminae, mostly fish and plant imprints (leaves of the laurel tree).

The Krosno type varieties intercalating the Jasło shales, such as sandstones, marly shales or arenaceous shales, often become fused with them.

---

[1] After the author's information.

Facial changes of the Jasło shales

In 20 full profiles of the Krosno beds the Jasło shales have been ascertained to form single intercalations. Within three profiles of the Krosno beds, a non-typical upper horizon occurs above the lower-main horizon of the Jasło shales, e. g. in the Wisłok river valley near Sieniawa. The horizons are separated by about 130 m. of calcareous sandstones (30%) and grey marly shales (70%). The lower Jasło shales horizon consists of a score or so of laminated or non-laminated intercalations, some centimetres thick, occurring mainly within the cream-grey marly shales. The thickness of the whole assemblage is 5 m. The upper member forms a dozen or so of thin non-laminated layers, fused with the bottom surface of sandstones.

At Górki, within the Brzozów syncline, the Jasło shales are not stratified but form irregular fragments disrupted by submarine slumps (fig. 2).

Macroscopically the Jasło shales display certain differences, consisting mainly in varying thickness and number of intercalations (the average being 20), also in mode of lamination (fig. 1). Three petrographic types may be distinguished on the basis of lamination differences, namely finely laminated, thickly and indistinctly laminated, and non-laminated. All these three varieties of the Jasło shales occur together in the majority of the investigated localities.

Distribution of Jasło shales

Recent investigations show the wide geographic distribution of the Jasło shales. These rocks have, in the first place, been recorded from the Central Carpathian Depression, between the Dunajec and the San rivers, also from the Subsilesian unit in the vicinity of Ustrzyki Dolne and from the Dukla folds (tabl. I). Thus far they have not been reported from the Krosno beds of the Skole unit within Polish territory.

During the thirties Jasło shales have been reported by H. Świdziński from the vicinity of Kimpolung in the Rumanian Carpathians (oral communication). S. Wdowiarz and S. Gucik (Jucha 1958, op. cit.) discovered the Jasło shales within the Krosno beds of the Rumanian Flysch Carpathians in other localities. The most recent report of the occurrence of banded limestones (Jasło shales), is that of W. O. Šakin (1958) from the Krosno beds within the Carpathians of the Western Ukraine.

Such wide geographical distribution of the Jasło shales, including the Polish, Ukrainian and Rumanian Carpathians, that is a length of about 450 km, indicates strong facial constancy of these rocks.

The Jasło shales as a correlation horizon

The relation of these rocks to the lithological complexes distinguished within the Krosno beds is rather interesting. In one section of the Krosno beds, limestone intercalations occur in the lower member only, in another section in the middle or upper member only. The present writers have ascertained that the uppermost position of the Jasło shales, above the top of the menilite beds, is in the axial zone of the Central Carpathian Depression (along the Gorlice-Mokre line), where they form intercalations within the upper Krosno beds. Farther north in the direction of the Czarnorzeki overthrust they appear within the middle Krosno beds[2] (along the Biecz-Krosno-Sanok line) and once again within the sandstone facies of the lower Krosno beds in the syncline of Siedliska near Tuchów, in the syncline of Brzozów, as well as on the southern limb of the Międzybrodzie fold.

The single occurrence, in a number of full profiles, of the main orizon of the Jasło shales among facially variable Krosno rocks suggests he contemporaneity of this calcareous deposit. Another phenomenon avouring this inference consists in the close similarities of the petrographic features and chemical constituents of samples collected from ocalities several hundred kilometres distant. This uniformity is particularly conspicuous in microscopic studies.

The above mentioned features of the Jasło shales, together with heir wide geographical distribution, easy field detection and origin, all ndicate them as correlation horizons[3].

rigin of Jasło shales

Calcium carbonate is the chief constituent of the Jasło shales (over 0 per cent). It occurs as poorly re-crystallised calcareous silt. A part of he calcareous substance is contained in globigerine shells, however, the ock-building role of the foraminifers is very subordinate (1 per cent of he rock volume). Quartz grains, pyrite, argillaceous and bituminous ubstances are quite accessory too (1-2 per cent of the rock volume). Microscope studies show that the calcium carbonate has not been deposited n a clastic form but by chemical sedimentation. The source area of the arbonate rockmass should be searched for within the sedimentation asin of the Krosno beds which had been saturated by calcium salts — e average $CaCO_3$ content in the Krosno beds being about 35 per cent.

---

[2] As has also been ascertained by A. Tokarski (oral communication).

[3] H. Świdziński, A. Tokarski and S. Wdowiarz have often expressed similar pinions when discussing this problem.

But some definite factors are surely responsible for the rapid and single precipitation of the calcareous substance over so vast an area (approximately that of the present distribution of the Jasło shales). Changes of p.H and E.h., partial pressure of CO_2 and other constituents may have been the agents at work here. The sedimentation of limestones occurred during the normal sedimentation of clastic deposits. This is indicated by the varying thicknesses of the sandstone and shale intercalations separating the Jasło shale beds, also by parallel primary lamination stressed by organic and mineral detritus as well as by pyrite.

LESZCZAWKA DIATOMITE

Lithology

Parts of detailed lithological descriptions are contained in J. Kotlarczyk's earlier papers (1955b, 1958a, b) and will be studied with particular attention.

Within the upper part of the Krosno beds in the Przemyśl Carpathians, diatomites form two intercalations, from a few to some tens of metres thick, at a vertical distance of several hundred metres. The upper series is the youngest Flysch formation within the Skole unit. Both the diatomite series attain their maximum development in the syncline od Nozdrzec-Leszczawka-Trzcianiec (tabl. I and fig. 3). They are both built of analogous lithological elements: diverse varieties of diatomite, argillaceous shales, calcareous and non-calcareous sandstones, cherts, oligonite and liparite tuffs, sandstones being more abundant within the upper series. The diatomite series grade into the underlying Krosno beds.

The chief constituent (up to 99 per cent of the rockmass) in the diatomite intercalation are coarse-shaly diatomites, coloured light brown (pl. VII, fig. 1), sometimes cream-white, containing an admixture of argillaceous substance and varying amounts of mineral and animal detritus. Numerous varieties, from porous to cherty, are observable.

Distribution

So far the occurrence of diatomites has been recorded in the syncline of Nozdrzec-Leszczawka-Trzcianiec and in that of Dydnia-Tyrawa Wołoska (fig. 3). In both cases the two diatomite series have been developed though not equally well. They make up the cores of the above mentioned syncline, the upper diatomite series having persisted in greatest depressions of the longitudinal axes of synclines. Hence the horizontal range of the upper series is smaller than that of the lower series.

Within the Dydnia syncline, owing to tectonic reductions of the SW limb, exposures of the lower series have been indicated in the NE limb only. Tuffs in the same syncline of the Tyrawa Wołoska area seem to represent traces of the lower diatomite series (pl. VII, fig. 2).

Outside of the mentioned synclines, brown, silico-argillaceous shales occur under similar conditions in the vicinity of Strzyżów (tabl. I). They may be supposed as equivalents of the lower diatomite series (Kotlarczyk 1958).

Diatomite series as correlation horizons

Field studies have ascertained differences in the position of the two diatomite series in relation to the top side of menilite beds within the considered synclines. At the same time, however, the synchronous formation of either series within structural units, now distinctly different, may be shown.

Correlation is suggested by:

1. lithological similarities of the diatomite series in both synclines;
2. origin of the diatomite series. The mass development and deposition of diatoms could have occurred only under very peculiar conditions abruptly introduced into the sedimentation basin, such as the inflow of silica, changes in the salinity of water et caetera;
3. stratigraphic position of the diatomite series — uppermost in the sections of both synclines;
4. bi-partition of the diatomite series in both synclines.

We may thus speak of a lower correlation diatomite horizon *sensu stricto* (the lower diatomite series) and of an upper correlative diatomite horizon *sensu stricto* (the upper diatomite series). If both these horizons and the intervening Krosno beds be taken as a whole, we may speak of a diatomite horizon *sensu lato.*

The diatomite horizons are easily traceable owing to the presence of cherts and siliceous shales which form morphological outjuttings and are readily discernible in weathering residues.

Hence, the present writers feel inclined to recognise the diatomite horizons as correlative horizons complying with requirements for stratigraphic criteria.

Facial changes of diatomite horizons

The diatomite series are subject to strong facial changes in all sections. These changes are observable in the particular outcrops (fig. 4)

in cross sections of synclines, along longitudinal sections of synclines finally in corresponding series in diverse units (fig. 3). These change consist mainly in the mutual replacement of the different varieties o diatomite, as well as the passage of diatomites into non-calcareous sand stones. Transition into other lithological elements is not so common. Th most constant horizon is the chert and cherty shale horizon at the botton of the series. Some differences, however, have been noted here too, e. g the uncommonly strong development of cherts within the upper diatomit series in Krzywe, while they are altogether absent there in the lowe series.

Facial changes also affect the total thickness of the diatomite series e. g. the lower diatomite series in Leszczawka is from 30 to 80 m. thick in Brzeżawa 100 m., in Krzywe a few metres only (fig. 3). We are thu dealing here with the replacement of the diatomite series as a whole b the Krosno beds.

Origin of diatomites

The discussed diatomite, its more porous varieties particularly so is a typical organogenic rock. Diatom shells constitute as much as 65 pe cent of the rock volume (pl. VIII, fig. 1 and 2). Among the multitude o reported species representatives of the class Pennatae have been noted mostly at the bottom of the series. According to A. Krištofovič (1957) thi class made its appearance in the Oligocene and flourished during th Miocene. On this evidence the lower age limit of the formation of th Leszczawka diatomite may soundly be established as Oligocene. Moreove on evidence of the mass abundance of these forms it may reasonably b supposed that the sedimentation of diatomites persisted until the Lowe Miocene.

The presence of tuff intercalations within the diatomite series o Leszczawka (Kotlarczyk) and Krzywe (Wieser), together with the occur rence of pyroclastic elements within the sandstones of the diatomit series and within the diatomites (Kotlarczyk 1955b), permits us t associate the origin of diatomites with the appearance in the sedimentatio basin of silica of volcanic origin. These liparite tuffs are referable t the outflow of liparite lavas of the Internal Carpathians, whose firs phase is by M. Kuthan (1948) dated from the Upper Oligocene to th Burdigalian. This would be a confirmation of the age limits of th diatomite series and, at the same time, of the age of the youngest Krosn deposits (Lower Miocene). None the less the origin of opal silica from th decomposition of argillaceous substances, necessary for the formation o diatom shells, cannot be altogether rejected, as has already been suggeste

by J. Murray (fide M. V. Klenova, 1948, p. 168). This suggestion is all the more so reasonable in view of the fact that diatoms are associated with the facies of silico-argillaceous shales, and that in the history of the Carpathians they have already been recorded from menilite deposits (Filipescu 1930, Pokorny 1947, Gaweł 1950, Kuźniar 1952, Kamieński & Tokarski 1958, Kotlarczyk 1958).

It also seems possible to determine the biotope of the Leszczawka diatomite. The opinion now prevalent is that of G. Breile (1956) suggesting that the most favourable conditions for the development and deposition of diatoms are those of littoral zones. Therefore, it may be inferred that the vast masses of diatoms, responsible for the formation of the Leszczawka diatomite, sedimented in a shallow environment, not very distant from the shore. This conclusion may be confirmed by the presence of the here above mentioned representatives of Pennatae whose occurrence is known from littoral zones only (Proškina—Ławrenko 1955).

Diatomites were probably deposited all along the northern and eastern margins of the Krosno beds sedimentation basin, as is indicated by their occurrence in Rumania (Onescu 1951), in a similar stratigraphic position. Their present distribution is suggested as due to erosion denuding large areas of these youngest formations of the Carpathian Flysch, or perhaps to our poor knowledge, particularly in respect of the formations within the Eastern Carpathian Mountains.

NEW CORRELATION HORIZONS AND FACIAL CHANGES OF THE KROSNO BEDS

Sections (fig. 5) of the sedimentation basins of the Krosno beds show that the position of Jasło shales and diatomites above the top of the menilite beds varies in the different parts of the basin, also that they occur within various lithological assemblages of the Krosno beds.

The exact character of these changes is shown on the isopachous map of the distinguished series of the Krosno beds.

Description and interpretation of the isopachous map (fig. 6)

The first step in the compilation of an isopachous map of the discussed area was to unfold the existing folds which distort the palaeogeographic picture. The folds were, thefore, "unfolded" on the basis of H. Świdzinski's sections of the Carpathians Mountains, along the lines Tuchów-Stróże, Strzyżów-Dukla and Bircza-Baligród. The unfolding was applied in the Central Depression, from the margin of the Węglówka-Czarnorzeki overthrust southwards, perpendicularly to the axes of folds. The

structures of the Skole nappe were unfolded in a similar manner but to the NE of the overthrust boundary.

Twenty sites of the Jasło shales above the top of the menilite beds in the Central Depression were then indicated on the isopachous map. In the Skole unit account was taken of the position of the lower diatomite series above the top of menilite beds within the synclines of Leszczawka and Dydnia, also the position of Tyrawa Wołoska tuffs and of siliceous shales from the vicinity of Strzyżów. Based on these marked points, the course of isopachytes of the distinguished Krosno beds series below the discussed horizons was then indicated on the map by interpolation with 100 m. isopachytes intervals.

Over a small portion of the Central Depression area it has been possible to plot additional isopachous lines of the lower Krosno beds for the facies of thick-bedded sandstones.

The obtained picture permits a thorough investigation to be made of the character of the varying thicknesses in the Krosno beds.

a) Central Depression.

Maximum thicknesses (about 1800 m.) are noted in the south. The nearly E-W arrangement of isopachytes suggests a similar course of the axis of the basin (Gorlice-Mokre line) slightly dipping to the east. North of this axis the thickness of the Krosno beds below the Jasło shales is reduced to 300 m. within the overthrust area. However, the reduction is not gradual (fig. 6): as far as the 850 m. isopachyte the drop in thickness is abrupt (steep slope), while north of this as far as the 300 m. isopachyte the thickness decreases very slowly (gentle slope). A distinct northwards curve of isopachytes occurs in the vicinity of Jasło and Sanok indicating uniform reduction of thickness. This points out to the occurrence in the slope of the basin of transverse continuously subsiding troughs where material was sedimented in fairly large quantities.

The course of isopachytes obviously indicates the introduction of a continent north of the Central Depression (the Sanok Cordillera of Dżułyński & Ślączka, 1958).

b) Skiba (Skole unit) area.

Within this unit too, we can note analogous NE changes of thickness.

The axis of the basin runs NW-SE and is partly overlapped by the overthrust. Here also the reduced thickness of the Krosno beds postulates the proximity to the north of a shore (the margin of the Carpathian geosyncline).

In addition to the palaeogeographic picture of the Krosno basins, the isopachous map provides sound evidence of facial changes expressed by the synchronism of deposits differing in thickness. E. g. the age of

the 300 m. series of Krosno beds in the Brzozów area corresponds to that, of the 1500 m. series in the Iwonicz region.

It is interesting to compare the lithological sections of these synchroneous series of beds showing the transition of thick-bedded sandstone series into that of shale sandstone, as is illustrated in figure 5.

The distinguished lithological series (assemblages of sandstones, sandstone-shales and shales) are developed within the Krosno series as distinctly interlinking lithofacies.

For an interpretation of these changes we must again refer to the isopachous map. Near the northern shore of the Central Depression in the lower part of the Krosno beds we note the accumulation of thickbedded sandstones. These are, however, partly outwashed by the action of currents and deposited on steeper bottom slopes. Turbidity currents relieved of coarser material transported the finest fraction farther into the axial zone of the basin thus forming the shale facies of the Krosno beds.

A typical example of the sandstone facies outwashed by currents is observable within the region of the Jasło trough. The 300 m. thick series of these sandstones has, in the vicinity of Jasło, been outwashed to 100 m., and the outwashed material has been carried southwards (fig. 6) in the trough.

A similar transition of the facies of thick-bedded sandstones into a sandstone-shale or shale facies is noted within the Skole unit, below the lower diatomite horizon, as well as within the intervening series. The sand content of the Krosno beds also diminishes here from NE to SW towards the axis of the basin.

The concise and clear picture provided by the isopachous map is an indirect confirmation of the correlative character of the Jasło shales and diatomites.

TENTATIVE STRATIGRAPHIC DIVISION OF THE KROSNO BEDS

In view of the fact that the distinguished correlation horizons are oblique to the facies of the Krosno beds, their so far accepted bi- or tripartition is not of stratigraphic significance. The horizons distinguished in the present paper permit a new stratigraphic division of the Krosno beds.

Within the Central Carpathian Depression the Krosno beds may be subdivided into the *sub-Jasło beds* (below the Jasło shales horizon) and the *supra-Jasło beds,* while over a small area in the Skole unit we may distinguish *sub-diatomite beds* (below the lower diatomite beds) and *inter-diatomite beds* (between the lower and the upper diatomite beds).

The mutual relations of the two correlative horizons and their relation to the menilite beds, as well as the temporal palaeogeographic development of basins are shown in synthetic sections of the sedimentation basins of the Krosno deposits (tabl. II).

The vertical scale of the section has been exaggerated five times. The exaggeration in the case of the menilite and diatomite series is somewhat stronger than that in the case of the Krosno deposits. The sections have been prepared on the supposed constant age of the menilite series, this view being currently recognised in Polish literature.

These sections show the southern Cordillera (postulated by M. Książkiewicz, fide Dżułyński & Ślączka 1955), the Central Depression basin, the Sanok Cordillera and the basin of the Skole unit with its northern shore. In both these basins their bottoms constitute the top of the menilite series.

Section *a* (tabl. II) shows conditions prevailing within the basins at a period directly following the deposition of the Jasło shales. Their occurrence is noted in the Krosno beds of the central basin only, with the Sanok Cordillera as the northern limit of their distribution range. A series of the Krosno beds of an equivalent age was at that time deposited in the northern basin. Only its roughly estimated thickness is indicated in the drawing.

Section *b* (tabl. II) shows the next developmental stage of the Krosno basin extending as far as the upper diatomite horizon which terminates Flysch sedimentation. During the period intervening from the deposition of the Jasło shales to the formation of diatomites the Sanok Cordillera became submerged. This led to the complete junction of the two basins. Towards the close of the deposition of the Krosno beds, a uniform aleuropelitic facies developed throughout the considered area. This may be caused by the reduced supply of terrigenic material whose source area, according to Dżułyński & Ślączka, was situated to the west along the axis of the basin. Orogenic movements probably occurred during the last sedimentation phase responsible for the shallowing and breaking up into smaller troughs of the basin, particularly so of its coastal areas. The conditions that followed favoured a mass deposition of diatoms (compare with the "Origin of diatomites").

Some suggestions for the correlation of the Krosno beds in both these units are yielded by tuffs from the diatomite series as well as those from the Dukla folds.

The above interpretation of the development of palaeogeographic conditions is not only admissible one, that based on Šakin's conception (1958) being apparently more suggestive. Investigations of transverse sections of the central zone, the Skole unit and the marginal skiba-folds

in Eastern Carpathians have led that author to ascertain in the field the gradual S-N passage of banded limestones (— the Jasło shales) from the Central Depression Krosno beds into the top part of the lower menilite series in the Skole unit. (Still higher up there occurs an upper menilite series, separated from the lower one by 200 m. of Krosno vel Łopianka deposits — Jabłoński & Weigner 1925).

Since Šakin, on the ground of suggestions similar to those of the present authors, considers the Jasło shales beds as a stratigraphic horizon, he admits the facial synchronism of the Krosno beds and of the menilite beds below the Jasło shales.

The hypothesis postulated by Šakin has been taken into account by the present authors in the course of the last years. However, it has been rejected owing to the lack of observations of all transition stages of the Jasło shales from the Krosno facies to the menilite facies, due to their concealment within a considerable area by the Czarnorzeki overthrust.

The writers have now accepted Šakin's concept. Their speculations, however, based on the achievements of other Polish geologists and their own studies, are far more audacious inasmuch that they have made an attempt to draw up a synthetical report on the younger Paleogene of the Carpathians in the menilite group.

The development of the menilite Krosno sedimentation basins seen from that aspect is shown in table III, prepared in a similar way and on the same scale as table II. Section *a* (tabl. III) covers that period of time which precedes the Jasło limestone facies uniformly developed throughout the considered area. While menilite beds were deposited in the skiba-fold basin, shallow at that time, the central basin was the site of the formation of a thick series of the Krosno beds which, near the shores, facially interlocked the menilite beds. Hence this sedimentation process was responsible for the formation of the passage beds and the upper menilite beds in the Dukla folds (Teisseyre 1930). In consistence with the here suggested hypothesis the Cergowa sandstones would represent a variety of the Krosno facies.

The Sanok Cordillera is not supposed to constitute an unbroken barrier but a string of islands which did not to any great extend hinder communication between the two basins. The age of this stage would probably correspond to the period of time covering the Bartonian-Ludian and part of the Lattorfian.

During the second development stage (tabl. IIIb) of the basin, together with the subsidence of the Sanok elevation, the northern basin was considerably and rapidly depressed. This is in consistence with the general

axial migration and the northward sinking of the basin floor during the development of the Carpathian geosyncline.

In this common basin the first to be deposited together with the menilite facies are clastic sediments in the Kliwa facies (northern part of the basin) which, in the central part, rapidly pass upwards into the Krosno facies, while within the littoral zone they are associated with the menilite facies. The latter interlocks the Krosno facies in a mode similar to that occurring during the first development stage of the central basin. Hence, in some vertical sections we can observe here bipartition of the menilite deposits separated by sediments of the Łopianka facies which is a variety of the Krosno facies. At that time, the sedimentation is continued in the Krosno facies within the Central Depression basin. Diatomites were deposited towards the close of the second stage after the shallowing of the basin. That stage seems referable to the time period from the Lattorfian to the Chattian or perhaps even the Aquitanian.

Within the littoral zone of the Pokucie Carpathians area, menilite beds pass upwards into Słoboda conglomerates. These, at least in part are also facially interlinked with the youngest portion of the Krosno beds (Bujalski 1930, Tołwiński 1950).

In some regions of the Carpathian Mountains, e. g. in the Buzăului valley in Rumania, the menilite facies passes upwards directly into Miocene deposits (Onescu 1951). As is shown in the writers' supplementary synthetic section of the eastern portion of the Carpathian basin within Rumanian territory (tabl. IIIc) the menilite facies is interlocked with the clastic deposits in the Kliwa facies, while, to the west, in the direction of the basin axis, the menilite facies in turn passes into the Krosno facies (Podul Morii beds). In some points of the vertical section the bipartition of the menilite facies may here be noted. In the upper sector lateral facial transitions into diatomites are observable.

On the above evidence from the Carpathian Mountains in Polish, Ukrainian and Rumanian territory it may be inferred that the menilite shales facies was preserved from the Upper Eocene through the uppermost Oligocene. Menilite shales are a facial equivalent of the Krosno beds of various age.

This interpretation clears up the so far disputed problems, concerning the age of menilite shales and Krosno beds, as here below:

a) Upper Eocene fauna of large foraminifers from the oldest Krosno beds in the vicinity of Gorlice and Jasło, also of Ciężkowice and Wadowice (Bieda 1938, 1947, Świdziński 1947);

b) Upper Eocene fauna of large foraminifers, according to H. Teisseyre collected from the Cergowa sandstones (Grzybowski 1894, Bieda 1947);

c) Upper Eocene nummulitic fauna from the menilite shales of Seletyn (Bieda 1938) and from Krościenko Niżne and Skalnik;

d) Upper Eocene bryozoan fauna from the menilite series of Skalnik (Pazdro 1929, fide Bieda 1951);

e) Upper Eocene molluscan fauna from the Popiele beds (Rogala 1925, 1932);

Sites a-e are from various parts of the basin, from the central zone towards the margins, hence the various facies.

f) the lower Oligocene fauna of gastropods and lamellibranchs from the Krosno beds in Polanica (Rogala 1925);

g) the Oligocene ichthyofauna from menilite beds (Rychlicki 1909).

Moreover, the following questions were also cleared up:

a) the occurrence of upper menilite beds within the area of the Dukla folds and of the Skole unit, also of their equivalent in the Pokucie Carpathians as the Ruszor beds (Tołwiński 1950);

b) the occurrence of shales of the menilite type in the uppermost part of the Krosno beds of the Central Carpathian Depression (Opolski 1933);

c) the occurrence of cherts in association with black shales in the Krosno beds, e. g. in the syncline of Dydnia and of the Słonne Góry (Krajewski 1930, Kotlarczyk 1958a);

d) the facial position of the passage beds;

e) lithological similarities of Cergowa sandstones and shales (Teisseyre 1930, Tokarski 1946) with the Krosno beds;

Hence the identification of the Łopianiec and Polanica beds with he Krosno beds is fully confirmed.

f) the facial interlinking of the non-calcareous Kliwa type (?) andstones with the Krosno elements within the Pokucie Carpathians (the o-called Kosów beds of Tołwiński 1950);

g) the occurrence of the Kliwa type sandstones in the diatomite eries of Leszczawka;

h) the occurrence of fragments of menilite and grey-greenish shales n the Upper Eocene Krosno beds within the Central Depression.

The present writers think that the hypothesis clarifying all these oubtful questions has been worked out on sound grounds. In view of ne importance of the involved inferences the discussion of the postulated onception is believed recommendable.

CONCLUSIONS

1° The writers' studies permit the introduction of new correlation orizons (diatomites and Jasło slates) into the stratigraphy of the younger aleogene of the menilite group.

2° The Central Depression Krosno beds may be stratigraphically subdivided into the sub-Jasło and the supra-Jasło beds. No such separation is possible within the Skole unit, though locally (in the region of Bircza) sub-diatomite and inter-diatomite beds may be distinguished which together correspond to the supra-Jasło beds of the Central Carpathian Depression.

3° On the basis of both these horizons it has been possible to ascertain the occurrence of facial changes in the Krosno beds, consisting in thickness variability and the lateral passage of the various lithological types.

4° The use of the mentioned horizons for geological surverying is serviceable in the recognition of tectonic structure. Indirectly it is helpful in prospecting for oil-bearing areas.

5° The distinction of lithological series within the Krosno beds permits facial separation only, perfectly independent of the stratigraphical, within a limited area and in sites where the menilite beds crop out as a base.

6° Observations of the behaviour of diatomite and Jasło limestone shales correlation horizons suggest conclusions concerning palaeogeographic condition and changes affecting them during the younger Paleogene (basin contours, sculpture of bottom, existing continents, bathymetric conditions et caetera).

7° On a common correlation horizon (Jasło limestone shales) for the menilite and Krosno beds, facial changes have been ascertained not only within the latter beds but also consisting in the replacement of menilite deposits by Krosno, Popiele and similar deposits.

The menilite facies persisted from the upper Eocene to the upper Oligocene. The oldest deposits of this series, formed in the axial zone of the central basin, are replaced by the Mszanka sandstone facies, or by the uppermost portion of hieroglyph beds in the more shallow portions of the basin; also by the Popiele facies within the basin of the Skole unit, and the Borysław sandstone facies within the marginal Carpathians.

The youngest deposits of the menilite facies are interlinked with the Krosno facies, the Kliwa facies often intervening between these two. The diatomite facies in the region of Przemyśl, in the vicinity of Buzău in Rumania, or the uppermost deposits of the Krosno facies within the remaining area, correspond to the youngest deposits of the menilite facies developed at the margins of the basin. Locally, within the Pokucie Carpathians, the youngest deposits of the menilite facies and the equivalent youngest deposits in the Krosno facies ,are replaced by the oldest deposits of the Słoboda conglomerate facies.

8° Each of these facies is associated with a definite depth of the sedimentation basin:

a) the Popiele and Słoboda facies are littoral;

b) the menilite facies is shallow-water;

c) the Kliwa facies is intermediate between the menilite and the Krosno facies;

d) the Krosno facies is the deepest.

9° The northwards reduction of the thickness of the Krosno beds below the diatomite horizon suggests that on the northern shores of the skiba-fold basin — in the region of Przemyśl — the diatomite horizon communicates directly with the top of the menilite series. This would be analogous with the case noted in Rumania where diatomites are a facial variety of the menilite shales.

10° The upper Paleogene boundary, in Poland and Rumania, consists of diatomite deposits, most likely representing a period of time from the Upper Oligocene to the Lower Miocene. In those parts of the littoral zone where no diatoms have developed, the Krosno facies passes directly into the saltbearing facies, while within the remaining area of the menilite group, particularly so within the central basin, sedimentation has ceased at the Krosno beds.

Geological Mapping Laboratory
of the College of Mining and Metallurgy
in Cracow
Kraków, July 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ V-VIII

DESCRIPTION OF PLATES V-VIII

PL. V

Fig. 1

Warstwy krośnieńskie dolne odsłaniające się w prawym brzegu Wisłoki koło Kołaczyc. Piaskowce gruboławicowe kulisto wietrzejące

Fot. J. Kotlarczyk

Lower Krosno beds cropping out in the right bank of the Wisłoka near Kołaczyce Thick-bedded sandstones spherically weathering

Fig. 2

Warstwy krośnieńskie środkowe odsłonięte w lewym brzegu Strwiąża w Krościenku. Piaskowce średnio i cienkoławicowe, laminowane, o teksturze spływowej przeławicone łupkami marglistymi

Fot. J. Kotlarczyk

Middle Krosno beds cropping out in the left bank of the Strwiąż in Krościenko. Laminated medium and thin-bedded sandstones with flowage structure, interbedded by marly shales

Fig. 3

Warstwy krośnieńskie górne odsłonięte w cegielni w Sobniowie koło Jasła. Kompleks łupków marglistych z nielicznymi cienkimi wkładkami piaskowców

Fot. J. Kotlarczyk

Upper Krosno beds cropping out in the brick kiln at Sobniów near Jasło. Complex of marly shales with a few fine sandstone intercalations

PL. VI

Fig. 1

Łupki jasielskie (białe ławiczki) z warstw krośnieńskich górnych. Cegielnia w Sobniowie koło Jasła

Fot. J. Kotlarczyk

Jasło shales (white laminae) from the upper Krosno beds in the brick kiln at Sobniów

Fig. 2

Odsłonięcie warstw krośnieńskich górnych z wkładkami łupków jasielskich w lewym brzegu Sękówki w Sękowej koło Gorlic

Fot. J. Dziewański

Outcrop of upper Krosno beds intercalated by Jasło shales in the left bank of the Sękówka at Sękowa near Gorlice

PL. VII

Fig. 1

Odsłonięcie kremowo-białych diatomitów w drodze polnej z Leszczawki do Dobrzanki
Widok na Dobrzankę

Fot. J. Kotlarczyk

Outcrop of cream-white diatomites in a side-road from Leszczawka to Dobrzanka
View of Dobrzanka

Fig. 2

Odsłonięcie tufów liparytowych z dolnej serii diatomitowej w Tyrawie Wołoskiej
Widoczne złupkowanie tufu i płaszczyzny kliważu

Fot. J. Kotlarczyk

Outcrop of liparite tuffs from the lower diatomite series in Tyrawa Wołoska showing slaty tuff and cleavage planes

PL. VIII

Fig. 1

Mikrofotografia diatomitu z Leszczawki. Widoczne formy cylindryczne, pojedyncze i kolonialne z rodziny Coscinodiscaceae. W prawym dolnym rogu ziarno kwarcu

× 450
Nikole //
Fot. B. Ostrowicki

Microphoto of Leszczawka diatomite. Cylindrical specimens of family Coscinodiscaceae, single or in colonies. A quartz grain in the right bottom corner × 450
parallel nicols

Fig. 2

Mikrofotografia diatomitu z Leszczawki. Widać formy cylindryczne oraz w prawej dolnej ćwiartce przedstawiciela klasy Pennatae × 450
Nikole //
Fot. B. Ostrowicki

Microphoto of Leszczawka diatomite. Cylindrical specimens and a representative of Pennatae (right lower bottom sector) × 450
parallel nicols

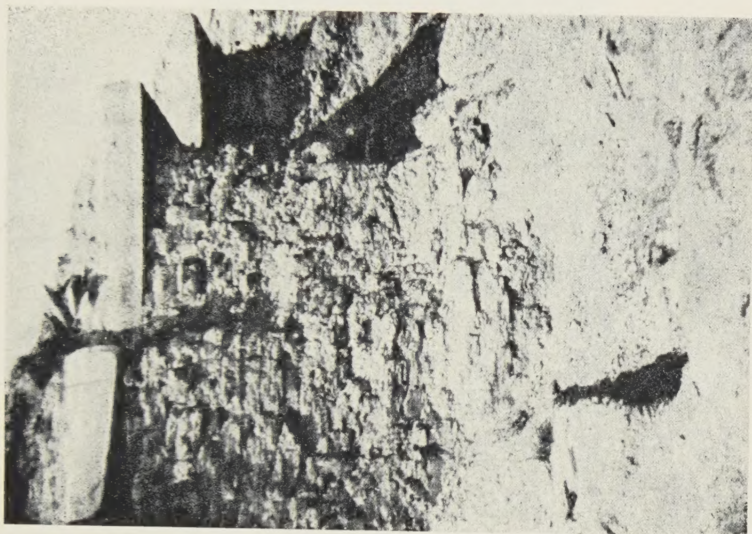


Fig. 3



Fig. 1

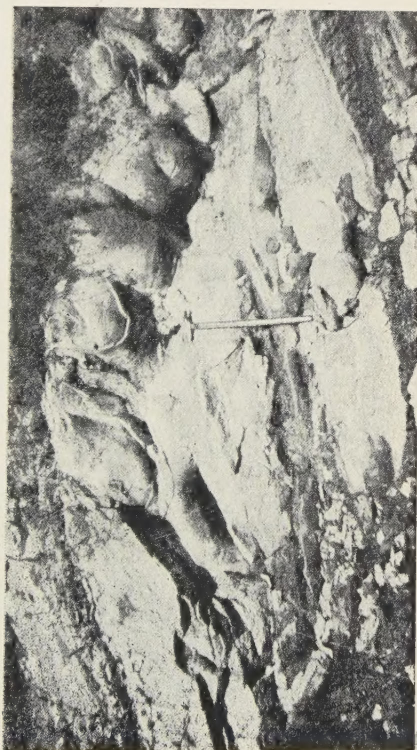


Fig. 2



Fig. 1

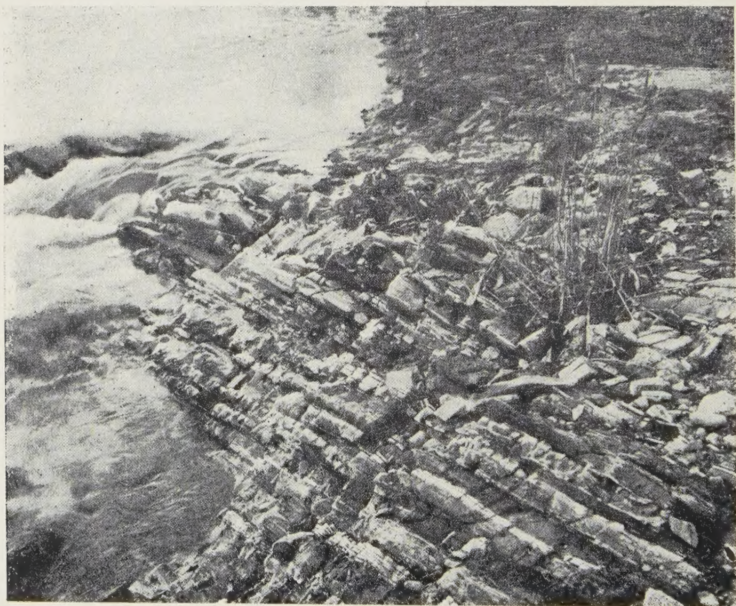


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

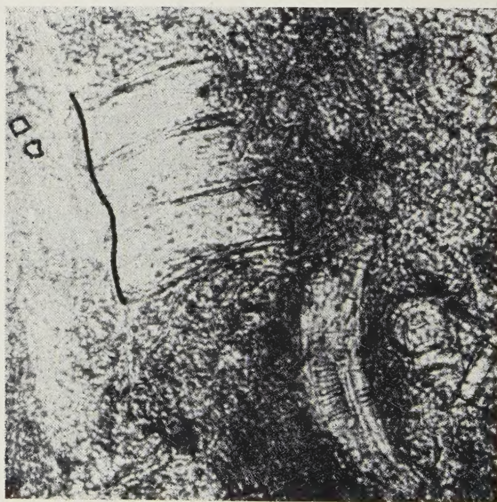


Fig. 2